IV
6. 857

IV 6857 INV. 20856

MINISTERUL ÎNVĂȚĂMÎNTULUI
UNIVERSITATEA BUCUREȘTI
FACULTATEA DE GEOLOGIE — GEOGRAFIE

Prof. dr. doc. GR. POSEA

Lect. dr. I. ILIE Lect. M. GRIGORE Asist. N. POPESCU

126060
B.C.U. - IASI

GEOMORFOLOGIE GENERALĂ

EDITURA DIDACTICĂ ȘI PEDAGOGICĂ
BUCUREȘTI — 1970

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. 20856
Bibliotec[illegible] Geologie-Geografie
T. IV_6857

Lucrarea a fost întocmită după cum urmează:

Gr. POSEA:	Partea întîi. Partea a doua. Partea a treia, capitolul II, subcapitolele A, B, C, D,E,F,G. Partea a patra, capitolul II*). Partea a cincea*). Partea a șasea.
	★
I. ILIE	Partea a treia, capitolul I, subcapitolul G. Partea a patra, capitolul I, subcapitolul B.
	★
M. GRIGORE:	Partea a treia, capitolul I, subcapitolele A,B,C,D,E,F; capitolul II, subcapitolul H. Partea a patra, capitolul I, subcapitolul A.
	★
N. POPESCU:	Partea a treia, capitolul III. Partea a patra, capitolul III.

* Elaborarea materialului s-a făcut cu sprijinul tovarășului asistent *M Ielenicz*, căruia îi aducem mulțumiri pe această cale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PREFAȚĂ

Geomorfologia, știință devenită clasică începînd din jurul anului 1900, a avut o dezvoltare explozivă în ultimii 30 de ani. Aceasta i-a impus o restructurare, încă actuală, atît în conținut cît și în modul de orînduire a părților sale, a importanței acordate fiecăreia sau unor forme și fenomene, sub aspect teoretic, metodic sau practic. În condițiile acestui proces, este greu de realizat un manual, care să sudeze și să proporționeze bine toate aspectele esențiale, dar și amănuntele semnificative, ale unei asemenea științe. Unii autori preferă, de aceea, seriale de manuale, ce dezvoltă o singură parte sau un singur capitol al geomorfologiei. Am ales și noi o cale sintetică, pe care am crezut-o mai științifică, dar și mai didactică și mai adecvată etapei actuale ; am și motivat-o la locul respectiv. În mod intenționat am extins unele părți sau capitole și anume, pe acelea mai puțin cunoscute la noi în țară sau care interesează în mod deosebit geomorfologia României. Am redus, în schimb, pînă aproape la limita enunțării, părțile ultime (relieful submarin, antropic ș.a.). Ne propunem să procedăm invers la o ediție următoare. Toate acestea și încă alte lipsuri ne apar inerente la un prim tratat de acest gen.

În încheiere, doresc să adresez un cuvînt de recunoștință profesorului Tiberiu Morariu *de la Universitatea din Cluj, care mi-a îndrumat primii pași în cercetarea geomorfologică, mi-a cultivat pasiunea față de profesie și în prelegerile căruia am găsit întotdeauna o comoară de idei.*

Prof. dr. doc. GR. POSEA

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PARTEA ÎNTIÎ

PROBLEME DE ORDIN GENERAL

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul I

OBIECT. GEOMORFOLOGIA — ȘTIINȚĂ DE CONTACT. GEOMORFOLOGIA — ȘTIINȚĂ FIZICO-GEOGRAFICĂ. SUBDIVIZIUNILE GEOMORFOLOGIEI. RELAȚII CU ALTE ȘTIINȚE

Obiectul. Geomorfologia este știința care se ocupă cu studiul formelor suprafeței pămîntului sau disciplina care studiază dezvoltarea reliefului în toată complexitatea sa. Prin *relief* se înțelege ansamblul inegalităților suprafeței terestre ; noțiunea se folosește inclusiv atunci cînd acest ansamblu de neregularități se referă la o porțiune foarte restrînsă a scoarței terestre. În acest sens sînt frecvente următoarele expresii : relieful globului, al continentelor, relieful unei țări, relieful unor munți, relieful unei văi etc. ; bineînțeles că mărimea și ansamblul inegalităților ce intră în noțiunea de relief diferă de la o treaptă la alta. Așa de exemplu cînd vorbim de relieful Pămîntului, în general, luăm în considerare, cu precădere, contrastul dintre continente și gropile oceanice, precum și forma și dimensiunile acestora. Cînd ne referim însă la relieful unei văi avem în vedere contrastul dintre fundul văii și interfluviu, aspectul versanților etc.

Noțiunea de „geomorfologie" a fost introdusă prima dată în anul 1854 de către germanul K. Fr. Neumann („Morfologie a suprafeței terestre"). Numele ei provine din combinarea a trei cuvinte grecești : gê (pămînt), morphê (formă), logos (studiu).

Această definiție se întîlnește, ca formă, la aproape toți autorii. Cînd însă analizăm conținutul materialului tratat în manualele sau tratatele de specialitate, atunci apar deosebiri, uneori esențiale. Deosebirile constau, în primul rînd, în accentul care se pune fie pe descrierea formelor de relief, fie pe originea lor, fie pe studiul proceselor care le dau naștere sau pe dezvoltarea lor în timp ; în al doilea rînd, deosebirea constă în

felul de înțelegere sau interpretare al originii și dezvoltării formelor (dialectic sau ca o simplă mișcare mecanică) ; în fine, în al treilea rînd, deosebirea mai constă în aceea că unii autori tratează numai formele suprafeței uscatului, iar alții includ și formele fundului oceanelor, inclusiv forma de „geoid" a Pămîntului.

Privind toate acestea, prin prisma dezvoltării geomorfologiei ca știință, ajungem la concluzia că, în fapt, atît *descrierea* cît și *explicarea* formelor (origine, evoluție, procesele care le dau naștere) constituie trepte ale cunoașterii aspectelor pe care le îmbracă suprafața scoarței terestre, în continuă evoluție, că din aceste trepte nu poate lipsi nici una, dar cea mai importantă rămîne totuși partea explicativă. În primele faze ale dezvoltării sale, geomorfologia a descris și a inventariat formele suprafeței. Pe măsură ce aceste descrieri au devenit mai sistematice s-a simțit nevoia clasificărilor și o dată cu ea și a explicării formelor de relief.

În ceea ce privește extinderea obiectului geomorfologiei, acesta, teoretic, nu se poate limita numai la regiunea de uscat, ci trebuie să cuprindă întreaga suprafață a scoarței terestre, chiar dacă în prezent formele subacvatice sînt mult mai puțin cunoscute. În mod practic însă, majoritatea manualelor și majoritatea cercetărilor în geomorfologie se referă mai ales la relieful uscatului și cu precădere la formele „mici". Motivul este acela că geomorfologia actuală dispune în general de mijloace și metode cu care poate cerceta în primul rînd pînă la această scară.

Așa dar, geomorfologia se ocupă cu descrierea formelor de relief, cu studiul genezei lor, cu legile dezvoltării în timp, cu legile grupării și repartiției lor pe suprafața pămîntului și, în fine, cu folosirea lor de către om.

* * *

Geomorfologia — știință de contact. Geomorfologia face parte din grupa științelor despre Pămînt. Obiectul său îl constituie o *suprafață de contact,* respectiv acea suprafață care separă partea solidă a Terrei de învelișul ei gazos, lichid și biogen. Altfel spus, relieful se situează la contactul dintre litosferă pe de o parte și atmosferă, hidrosferă și biosferă pe de altă parte. Geologia fiind știința litosferei, rezultă că geomorfologia se situează, în primul rînd, la contactul dintre geologie și științele fizico-geografice care se ocupă cu atmosfera, hidrosfera și biosfera.

În această poziție, de contact, rezidă și una din principalele particularități și dificultăți ale geomorfologiei. Relieful, fiind o suprafață de contact, de interacțiuni, el apare ca „produs" și rezultantă a forțelor ce acționează unele din interiorul scoarței, altele dinspre exterior. Componentele și intensitatea acestor forțe se schimbă continuu. Dar nu în aceasta constă marea dificultate a geomorfologiei, ci în faptul că relieful nu este o rezultantă simplă, mecanică, a celor două feluri de acțiuni, ci o rezultantă „prelucrată", dinamică, în care intensificarea unor forțe poate declanșa

reacţia celorlalte etc. Geomorfologia devine astfel o *ştiinţă complexă*, în care, adesea, neglijarea chiar a unui singur factor, din complexul cauzal, duce la explicări unilaterale sau de-a dreptul eronate.

*
* *

Geomorfologia — ştiinţă fizico-geografică. Din natura şi poziţia diferită a cauzelor care determină formarea reliefului (unele în interiorul scoarţei, altele în exterior) a rezultat posibilitatea ca geomorfologia să poată fi privită fie ca disciplină geologică, fie ca disciplină fizico-geografică, fie chiar ca o ştiinţă independentă. Desigur că, în „lanţul" general al ştiinţelor despre Pămînt, este greu să se traseze nişte limite despărţitoare absolute, deoarece înseşi obiectele de studiu, prin natura lor, nu sînt delimitate. La acest motiv obiectiv, care poate plasa geomorfologia în cele trei poziţii indicate, se adaugă însă şi altele, subiective, care rezultă dintr-o înţelegere îngustă, unilaterală a explicării reliefului ; astfel de înţelegeri ţin uneori de individ, de cercetător, dar în alte cazuri ele caracterizează o întreagă epocă sau, mai precis, limitele ei ştiinţifice. Astfel, la un moment dat se dezvoltă mai mult şi mai repede grupa ştiinţelor ce se ocupă cu agenţii interni ; atunci, geomorfologii înclină să admită că aceşti agenţi sînt cauza principală a creării şi dezvoltării reliefului şi deci geomorfologia este o disciplină geologică.

Astăzi, cînd s-au acumulat destule date despre cauzele genezei reliefului, se pare că putem depăşi asemenea dificultăţi subiective, pentru a aprecia mai obiectiv apartenenţa geomorfologiei la un anumit grup restrîns de ştiinţe.

Este sigur că geomorfologia are un obiect propriu, relieful, obiect care, spre deosebire de celelalte discipline geografice, nu îi este contestat sau solicitat de nici o altă ştiinţă. De explicarea reliefului se ocupă numai geomorfologia. Sub acest aspect s-ar putea admite că ea este o ştiinţă independentă. Independenţa apare cu precădere atunci cînd relieful este privit ca simplă imagine actuală, descriptiv, fără a încerca şi explicarea lui.

Cînd însă privim geomorfologia ca o disciplină care îşi propune să explice relieful actual ca rezultat al unei succesiuni paleogeografice a teritorului respectiv, atunci ea îmbracă un aspect geologic, căci geologia este aceea care se ocupă cu reconstituirea integrală a istoriei scoarţei. Dar, privind şi de pe poziţiile obiectului geografiei, relieful apare ca suport şi parte a peisajului, ca suport al vieţuitoarelor şi al societăţii, iar geomorfologia apare ca „bază" a geografiei. În primul caz, geomorfologia „îmbracă" numai un aspect geologic, în al doilea, ea este însă inclusă efectiv geografiei, căci fără relief nici nu poate fi închipuit obiectul geografiei. Problema trebuie privită şi din punctul de vedere al interesului

pe care l-a avut pe de o parte geografia fizică, iar pe de alta, geologia în dezvoltarea geomorfologiei. Geologia a avut, în adevăr, la un moment dat, nevoie de dezvoltarea geomorfologiei, deoarece adoptase „analiza geomorfologică" ca o metodă rapidă de studiere a geologiei unor teritorii puțin cunoscute ; această perioadă, în bună parte, a trecut. Desigur geologia mai are și în prezent nevoie de geomorfologie, dar nu în aceeași măsură în care avea, de exemplu, cu 70 de ani în urmă. În ceea ce privește geografia fizică, respectiv studierea mediului geografic, aceasta nu are nevoie de geomorfologie ca metodă, ci ca parte integrantă a obiectului său. De aceea, din punct de vedere al geografiei fizice, nu se poate pune problema că are nevoie de geomorfologie numai în anumite etape ale dezvoltării sale, iar în altele s-ar putea chiar dispensa de ea. Geografia fizică a fost întotdeauna direct interesată în dezvoltarea geomorfologiei, mai ales în acea direcție care îi este necesară cunoașterii cît mai amănunțite a obiectului său (mediul geografic).

Dar nu la aceasta se rezumă, de obicei, disputa sau argumentarea faptului că geomorfologia este o disciplină geologică sau geografică. Referirile se fac mai ales la întîietatea sau primordialitatea pe care ar avea-o, fie agenții interni, fie cei externi în geneza și evoluția reliefului.

Azi este unanim recunoscut că relieful este rezultatul acțiunilor factorilor interni și externi. În ce privește factorul diriguitor, există efectiv două păreri : că principal e factorul intern, alții, că este cel extern. Dacă privim lucrurile numai pentru un anumit timp și numai pentru anumite forme (deci izolat și limitat) vedem că diriguitor apare, cînd factorul intern, cînd cel extern. (De exemplu, Carpații, sub forma lor actuală și mai ales din punct de vedere al altitudinii, sînt o creație, în primul rînd, a mișcărilor tectonice ; dacă ne referim însă la Munții Dobrogei, aspectul lor general de peneplenă este, înainte de toate, rezultatul îndelungatei acțiuni a agenților externi.) Să încercăm, totuși, separarea lor. Admitem, pentru un moment, că dispare acțiunea factorilor exogeni (în principal facem să dispară atmosfera cu tot complexul ei de agenți — eroziune și transport). Se pune întrebarea, și în stadiul actual al cunoștințelor se poate da și un răspuns satisfăcător, va mai fi și în acest caz relief ? Răspunsul este afirmativ. Dar trebuie spus că nu va fi un relief ca cel actual, ci un relief de tip „tectonic", care va evolua incomparabil mai încet ; ba chiar, raportîndu-l la rapiditatea de evoluție a celui de azi, ar apărea ca un relief „fixat" pentru mari perioade de timp. (Oare nu așa stau lucrurile cu relieful fundurilor oceanelor, motiv pentru care unii oameni de știință au ajuns să emită teoria greșită asupra fixității bazinelor lor ?). Cunoștințele despre alte planete, dar mai ales cele referitoare la Lună, la materia poroasă ce învăluie exteriorul său, ne conving că, fără acțiunea agenților externi, relieful este în principal tecto-

nic și „meteoric“ [1], că evoluează foarte încet, că este aparent fix (fig. 1). Argumentul adus de unii autori că fără acțiunea forțelor interne relieful ar deveni o peneplenă acoperită de apele oceanului, nu indică totuși primordialitatea acestora, cel puțin pentru faptul că o asemenea situație nu este posibilă, apa oceanică fiind agent extern.

Să luăm în considerație acum și forța agenților externi, în principal eroziunea și transportul. Devine clar că toată grosimea enormă a sedimentelor a fost creată de acțiunea acestor agenți prin prelucrarea continuă a suprafeței scoarței, prin procesele continui de eroziune, transport și sedimentare. În acest proces al eroziunii și datorită acestui proces, au avut loc noi combinații ale materiei, au rezultat noi tipuri de roci, noi calități și, în ultimă instanță, a rezultat însuși mediul geografic și însăși viața. Este clar că, în etapa actuală de dezvoltare a Pământului, evoluția extrem de rapidă a reliefului este impusă, în primul rînd, de factorul exogen.

Chiar acțiunea așa-zișilor factori interni este determinată pînă la un anumit punct (în alte cazuri, de la un anumit punct) în mod direct, dar cel mai des în mod indirect, de acțiunea factorilor exogeni. Cîteva exemple :

— dispariția unui șir de munți, din cauza eroziunii, poate duce la apariția altora, în vecinătatea lor, unde agenții externi au depus sedimentele ;

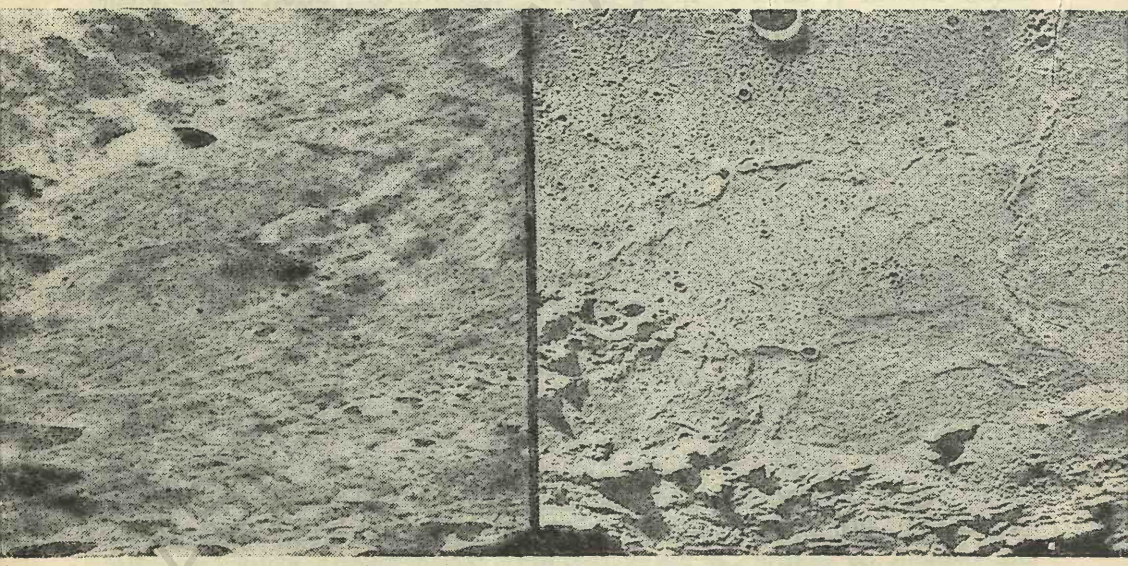


Fig. 1 — Relief lunar (fotografie de pe Satelitul „Apollo 11“).

[1] Creat de căderea abundentă a meteoriților.

— denudarea unor munți duce, pentru un anumit timp, la înălțarea lor și la coborîrea regiunilor vecine cu o sedimentare intensă ;

— o ușoară mișcare de coborîre (indiferent de cauză) atrage după sine depunerea de sedimente și acestea, în continuare, pot impune o coborîre și mai mare.

Se poate merge și mai departe ; se știe că stilul cutărilor, stratificarea etc. diferă de la o rocă la alta. Dar, faptul că în anumite perioade geologice se depun mari cantități de calcar, în altele gresii, în altele conglomerate etc., nu este legat și de acțiunea agenților externi ? Acest lucru este neîndoielnic. Și atunci unde este, pentru etapa actuală de dezvoltare a pămîntului și a actualului relief, întîietatea agenților interni ? Pe această linie însă, nu trebuie uitat că în acest mediu nou — scoarța „sedimentară", creată de agenții externi — apar și forțe noi, independente de aceștia, care la rîndul lor acționează asupra reliefului ca agenți interni.

Putem conchide că geomorfologia este o știință geografică, iar factorii genetici interni și externi ai reliefului au întîietate periodică, tinzînd în general spre realizarea unui echilibru dinamic ; totuși, complexarea maximă a evoluției reliefului actual își are izvorul în factorii externi.

*

* *

Subdiviziunile geomorfologiei: Subîmpărțirile geomorfologiei sînt și ele variate și rezultă din aceeași poziție de contact și de știință complexă.

În ansamblu, există trei categorii de forme de relief, care se subordonează, ca mărime, unele altora și care, pot duce la tot atîtea părți ale geomorfologiei :

a) *geomorfologia planetară* se ocupă cu forma însăși a Pămîntului — forma de geoid, dar cuprinde totodată și o altă categorie, imediat subordonată și anume continentele și oceanele ;

b) *geomorfologia tectonică* — denumită uneori și geomorfologie structurală — studiază lanțurile de munți și platformele ;

c) *geomorfologia sculpturală* sau *climatică* este aceea care se ocupă cu formele de relief „sculptate" de agenții externi, a căror intensitate de acțiuni are deobicei o dispunere climatică (zonală).

Față de această subîmpărțire, admisă sub o formă sau alta de majoritatea geomorfologilor teoreticieni, există și multe diversificări din care amintim cîteva :

— A. Cailleux și J. Tricart (1956) propun o scară toxonomică de subîmpărțire, a obiectului geomorfologiei, care cuprinde opt trepte. Desigur, fiecărei trepte i-ar corespunde cîte un capitol al geomorfologiei. Ei numesc această scară „temporalo-spațială", deoarece formele de pe o treaptă imediat superioară au o suprafață mai mare și se realizează într-un timp mai îndelungat decît cele de pe o treaptă inferioară. Prima treaptă ar fi la nivelul continentelor și oceanelor și al zonalității climatice, iar

ultima este denumită microscopică. Dacă mărimile de început și de sfîrșit (1, 2 și 7, 8) sînt relativ clare, celelalte apar însă destul de arbitrare ; ca dovadă nici autorii citați n-au putut, pînă azi, să realizeze o geomorfologie subdivizată pe cele opt ordine de mărimi.

— O altă direcție, care încearcă mult să se impună, este aceea care subîmparte geomorfologia în două mari părți : *geomorfologia structurală* și *geomorfologia climatică*. Prima se ocupă cu studiul tuturor formelor care au luat naștere sub influența directă sau indirectă a factorilor geologici (mișcări, structură, petrografie), indiferent că aici e vorba de un lanț de munți sau de o simplă cuestă. Pot fi citate în acest sens manualele lui P. Birot (1958) sau J. Chardonnet (1955).

Geomorfologia climatică se referă la formele de relief create de agenții externi, grupați pe zone climatice (în special sub aspectul intensității acțiunii lor). Această grupare capătă forme foarte diverse ; de exemplu acțiunile ghețarilor sau a vîntului au cîte o zonă de acțiune bine delimitată. În schimb, apa mării, apele curgătoare ș.a., acționează în mai toate zonele, desigur cu anumite transformări. De aici s-a simțit necesitatea de a concepe și o a treia subdiviziune — *geomorfologia azonală*.

La această complicație se mai adaugă una și anume : majoritatea autorilor înțeleg prin această geomorfologie azonală, studiul formelor create în condițiile actualelor zone climatice ; cîțiva (mai ales Büdel) consideră necesară studierea reliefului acestor zone, actuale, și prin prisma evoluției lor paleoclimatice.

Dar, indiferent de subîmpărțiri, geomorfologia structurală nu trebuie opusă celei climatice, ci trebuie privite ca două părți complementare.

— Un aspect aparte, totuși des întîlnit, îl prezintă și *geomorfologia pe agenți*. Ea s-a închegat mai ales începînd cu W. Davis și cu Emm. de Martonne și este un fel de geomorfologie climatică. Formele de relief sînt grupate după agentul principal extern care le-a creat (apa curgătoare, gheața, vîntul, marea etc.). Inițial această geomorfologie era subdivizată în două : geomorfologia formelor create de apele curgătoare — considerate ca agentul principal în modelarea întregii scoarțe —, sau *geomorfologia eroziunii normale* și *geomorfologia eroziunii „accidentale"*, care cuprindea formele create de ceilalți agenți externi, a căror eroziune era socotită de mică importanță și întîmplătoare.

Mai tîrziu această geomorfologie, pe agenți, s-a transformat într-o geomorfologie pe „cicluri evolutive". Geomorfologia, în acest concept, este subdivizată în : *ciclul normal* (apele curgătoare), *ciclul carstic* (subteran), *ciclul arid*, *ciclul glaciar*, *ciclul periglaciar*. Diferența aparentă față de așa-zisa geomorfologie climatică, constă în aceea că, morfologia pe cicluri încearcă să încadreze formele de relief într-o serie de faze evolutive care duc în ultimă instanță la crearea unui relief neted, de tipul peneplenei.

— În amănunt, mai apar și alte diferențieri, de la un autor la altul, cum ar fi : *paleogeomorfologia*, în opoziție cu *geomorfologia* reliefului actual ; *geomorfologia dinamică* sau a proceselor actuale ; *geomorfologia*

aplicată sau inginerească ; *geomorfologia regională,* în opoziție cu geomorfologia generală. Toate acestea sînt de fapt, accentuarea, aplicarea sau dezvoltarea, din anumite necesități momentane (inclusiv necesitatea de a cunoaște), a unor părți sau aspecte ale geomorfologiei generale.

— Ca încheiere, se poate spune că cea mai obișnuită subîmpărțire, actuală, a geomorfologiei generale cuprinde următoarele părți : geomorfologia planetară, tectonică, climatică și pe agenți. Ultima a căpătat proporții deosebite de dezvoltare și se subîmparte deobicei în următoarele capitole mari : procesele generale care acționează asupra scoarței ; evoluția versanților ; relieful apelor curgătoare ; relieful regiunilor cu climat arid ; relieful regiunilor glaciare și periglaciare ; relieful regiunilor mediteraneene și subtropicale ; relieful regiunilor ecuatoriale ; relieful structural și petrografic (în unele manuale este trecut înaintea sau imediat după relieful apelor curgătoare) ; relieful marin, relieful biogen (inclusiv antropic) ; evoluția regională (paleogeomorfologică) și generală a reliefului.

*
* *

Relații cu alte științe.[1] Geomorfologia are relații strînse cu alte științe, de la care împrumută atît o serie de rezultate — pe care se bazează în explicarea genetică și datarea formelor de relief —, cît și metode de studiu. De înțelegerea și aprofundarea acestor legături a depins adesea sensul de dezvoltare al geomorfologiei.

Științele geologice ajută geomorfologia la înțelegerea unei categorii importante a factorilor genetici ai reliefului și anume agenții interni. Marile deformări ale scoarței și mai ales continentele, bazinele oceanice, lanțurile muntoase — deci trăsăturile esențiale ale reliefului globului — sînt o creație a agenților ce-și au sediul în interiorul litosferei sau chiar al Pămîntului. Dar mișcările și compoziția scoarței (geologia) interesează inclusiv pentru aspectul unor forme create de agenții externi. Mișcările de ridicare atrag o puternică eroziune a apelor curgătoare și ca urmare apar o serie de forme cum ar fi terasele etc.

Cunoașterea acestor factori „geologici" constituie o necesitate, dar aplicarea lor cu discernămînt este o obligație pentru geomorfolog, și aceasta pentru că, nu totdeauna, spre exemplu, terasele sînt tectonice și, pentru că, cel mai adesea mișcările tectonice (mai ales cele de ridicare) au efecte „întîrziate" și diverse în eroziune.

Geomorfologul trebuie să cunoască datele geologice sub un triplu aspect :

---

1 Se va trata numai aspectul de folosire al acestor științe de către geomorfologie, nu și vice-versa.

— tectonica „activă" sau mișcările care prin însăși natura lor duc la crearea directă a unor forme de relief. În acest caz au importanță : extinderea și tipul mișcărilor (de subsidență, de înălțare, mișcări de bombare cu rază mare, basculări pe blocuri, cute mici etc.), precum și datele privind mișcările actuale rezultate din măsurători repetate (vezi de exemplu harta lui R. Ciocîrdel pentru România) ; acestea din urmă ne indică tendința potențială a evoluției morfotectonice. În ultimul timp a căpătat o extindere mare studiul mișcărilor recente și actuale, cunoscute mai ales în U.R.S.S. sub numele de neotectonică, care interesează îndeaproape geomorfologia ; din acest motiv ele au fost și sînt urmărite cu precădere de către geomorfologi (N. Nicolaiev ș.a.) ;

— tectonica pasivă constituie altă latură geologică ce interesează studiul reliefului. Ea cuprinde *structura* (tabulară, monoclinală, cutată, șariată, discordantă etc.) și *petrografia.* În primul caz, interesează, mai ales, structura de suprafață, în care se sculptează relieful actual ; dar, uneori, interesează și structura fundamentului, deoarece ea influențează adesea direcția anumitor văi, sau alte linii ale reliefului. Petrografia se impune a fi cunoscută sub acele aspecte care accelerează sau frînează eroziunea (diaclazare, dizolvare, permeabilitate, porozitate, plasticitate, compoziție mineralogică, grosimea și alternanța stratelor sedimentare etc.). Multe din aceste aspecte „petrografice" nu sînt însă studiate local de geologi și atunci geormofologul trebuie să-și însușească metodele respective pentru a le studia el însuși ;

— coloana stratigrafică (cronologică) reprezintă al treilea aspect geologic ce se impune a fi cunoscut de geomorfolog. Ea interesează pentru refacerea cît mai exactă și pentru o datare cît mai precisă a evoluției paleogeomorfologice a teritoriului. Trebue cunoscute etapele de sedimentare, de uscat, etapele cînd au avut loc mișcări și dacă este posibil, se trag și anumite concluzii climatice sau morfoclimatice — după natura sedimentară și după fosile.

Legăturile geomorfologiei cu sedimentologia rezultă din faptul că natura rocilor sedimentare depinde în mare parte de originea materialelor ce le compun, de modul cum ele au fost distruse, transportate și sedimentate de către agenții „geomorfologici". Și, punînd problema și invers, analizînd anumite sedimente, prin metode proprii sedimentologiei, putem deduce mediul și agenții care le-au depus.

Rezultatul distrugerii rocilor, în loc, este dictat de mediul morfoclimatic și de tendința acestora de a se adapta, la exterior, acestui mediu. De asemenea, modul de transport al sedimentelor este diferit de la un mediu la altul și de la un agent la altul. De exemplu, rîurile din regiunile ecuatoriale, în general, nu transportă pietriș, pe cînd cele din regiunile temperate și periglaciare transportă și sedimentează cantități mari de pietrișuri. Din aceste aspecte diferite — de la un mediu la altul — ale distrugerii rocilor primare și ale transportului, rezultă și moduri diferite de sedimentare și chiar tipuri diferite de roci. De aceea, mai ales

pentru geomorfologia climatică, studiul anumitor sedimente „indicatoare" este indispensabil.

Legăturile geomorfologiei cu științele fizico-geografice provin din faptul că ele se ocupă cu studiul geosferelor exterioare în care își au sediul agenții externi. Mediul gazos, hidric și biotic, care în fapt se „sprijină" pe litosferă, sînt într-un contact permanent cu suprafața acesteia, transformînd-o neîncetat. Pentru relief, principale sînt următoarele acțiuni pe care le efectuează agenții geosferelor amintite : distrugerea rocilor de suprafață sau ceea ce spaniolii au numit *meteorizare* (meteorisacion) [1] și *transportul* acestora pe diferite căi.

— *Geomorfologia și hidrologia* prezintă legături în sensul că apele curgătoare, apele din lacuri și mări, apa subterană și gheața, fiecare dintre ele atacă și se mișcă în mod diferit la contactul cu litosfera, creînd forme de relief specifice, rezultate tocmai din legile proprii mișcării lor. Legile scurgerii fluviatile, în special pentru marile viituri, modul de transport al pietrișurilor etc., au adus lămuriri importante pentru geomorfologie în ceea ce privește formarea profilului de echilibru, al luncilor, al teraselor etc. Necunoașterea legilor de mișcare a ghețarilor sau a dinamicei apelor oceanice a întîrziat mult explicarea reală a circurilor și văilor glaciare, a platformei litorale etc. Noțiunea însăși de eroziune „normală" a fost fondată, în parte, pe înțelegerea greșită a legilor scurgerii și acțiunii apelor curgătoare. Iată deci, unul din motivele pentru care dinamica proceselor de albie (inclusiv dinamica apei în acest sens) a început să fie tot mai sistematic studiată chiar de către geomorfologi.

— *Geomorfologia și climatologia* au, de asemenea, legături strînse. Temperatura și umiditatea aerului joacă un rol enorm în acțiunea de meteorizare. Marea lor diversificare, pe zone climatice, pe etaje și chiar azonal reprezintă factorul esențial morfogenetic ce comandă apariția unor tipuri de forme de relief, specifice fiecărei zone sau etaj climatic. Dominarea acestor reliefuri „climatice" în anumite zone, cum ar fi deșerturile sau regiunile reci, a impus pînă și crearea noțiunii de geomorfologie climatică.

Dar, cu toată importanța pe care o are clima, geomorfologii pot folosi încă puțin datele acestei științe, deoarece ea îmbracă prea mult forma de meteoro-climatologie. Climatul solului, adică acela care influențează puternic procesele de la suprafața rocilor, este încă puțin studiat.

— *Geomorfologia și biogeografia* dovedesc, prin studiile lor, că viețuitoarele contribuie, atît direct cît și indirect, la transformarea scoarței superficiale. Rolul cel mai mare este jucat de acțiunea indirectă. Învelișul vegetal apare ca strat tampon între acțiunile atmosferei și hidrosferei față de roci. Sub o pădure de pildă, efectul insolației, al gerurilor puternice, al ploilor torențiale etc., este deosebit de mult atenuat. Vegetația este un filtru care transformă, diseminează sau reține energia celor două învelișuri externe asupra litosferei. Apariția și fixarea vegetației, de

1 În limba engleză „Wathering", în limba germană „Verwitterung".

pădure mai ales, pe zone extinse ale globului, a constituit o modificare enormă a proceselor morfogenetice și a formelor de relief. A. Cailleux (1950) este cel care, studiind sedimentele paleozoice și mai ales pe cele precambriene, a pus în evidență clar acest fapt.

Ecranul biotic a condiționat apariția unui echilibru dinamic mult mai stabil și mai îndelungat între factorii externi și suprafața litosferei. De aceea, modificările principale intervenite în cadrul biosferei, distrugerea parțială sau „totală" a acesteia, de pe anumite zone, duce la schimbarea echilibrului, la aspecte de dezechilibru. Apariția societății omenești și distrugerea vegetației sau transformarea acesteia pe teritorii extrem de întinse, constituie un asemenea exemplu. Aceasta a cauzat intensificarea eroziunii, motiv pentru care unii geomorfologi sovietici și francezi au denumit-o eroziune sau morfogeneză antropică sau accelerată (de către om).

Rolul jucat de factorul biogeografic în morfogeneză este considerat de unii ca deosebit de important, cel puțin pentru acele zone climatice în care vegetația este compactă. Din acest motiv s-a și propus înlocuirea termenului de geomorfologie climatică cu cel de *geomorfologie bioclimatică*, în care diviziunile mari sînt comandate nu de climă, ci de marile tipuri de vegetație (J. Tricart și A. Cailleux, 1955). Pînă în prezent denumirea aceasta nu s-a încetățenit.

— *Geomorfologia* și *pedologia* prezintă, de asemenea, legături. Alături de vegetație, solul funcționează de asemenea ca un ecran interpus între procesul de eroziune și roca în loc. Pe de altă parte, diferite tipuri de soluri sau de formațiuni similare, depind direct nu numai de climat, ci și de condițiile morfogenetice în care au apărut. De aceia studiul paleosolurilor dă indicații prețioase asupra morfogenezei etapelor respective. În fine, unele caracteristici ale solului actual au mare importanță pentru o serie de procese și forme de relief. Structura solului influențează permeabilitatea și deci acțiunea de șiroire ; conținutul în argilă determină formarea de crăpături în timpul secetei și apoi torențialitate activă și alunecări în timpul ploilor etc.

Solul face parte din așa-numitele formațiuni superficiale, care adesea scapă geologului dar care interesează în mod deosebit pe geomorfolog. Alături de sol se plasează, cu deosebire, *regolitele* (de la grecescul „regnumi", fragmentez) respectiv mantaua de sfărîmături ce rezultă din fragmentarea rocilor în loc.

*
* *

Capitolul II

ISTORICUL DEZVOLTĂRII GEOMORFOLOGIEI CA ȘTIINȚĂ

A. DEZVOLTAREA GEOMORFOLOGIEI LA NIVELUL GLOBULUI

Geomorfologia apare, ca știință, numai în a doua jumătate a secolului XIX și începutul secolului XX.

Geomorfologia, ca știință explicativă a reliefului, s-a dezvoltat pe baza unor cunoștințe prealabile de geologie și pe baza unor progrese importante ale topografiei. Nu puteau fi cunoscute și explicate formele de relief ale scoarței terestre înainte ca subsolul acestora să fie relativ bine cunoscut și înainte ca o bună parte din aceste forme să fie inventariate pe hartă.

Unele păreri explicative asupra reliefului le întîlnim încă din antichitate (Thales, Anaximandru, Aristotel, Strabon ș. a.) Aceste păreri sînt însă neștiințifice.

Un prim pas în explicarea unor forme sau în fondarea unor noțiuni cu caracter geomorfologic se face în timpul Renașterii. Acestea aparțin mai ales inginerilor hidrotehnicieni care lucrau în Alpi și care formulează, pentru prima oară, noțiunea de „profil de echilibru", noțiune care stă la baza teoriei eroziunii apelor curgătoare (Guglielle, 1657).

Majoritatea noțiunilor de bază ale geomorfologiei apar însă din momentul dezvoltării capitalismului. Ca urmare directă a avîntului economic, impus de dezvoltarea mașinismului, exploatarea pe scară mare a subsolului determină dezvoltarea rapidă a geologiei și a topografiei. O dată ce formele de relief au fost inventariate — și cunoscîndu-se structura lor internă — apare și necesitatea clasificării și explicării lor. Secolul XIX

este perioada cînd se acumulează multe cunoştinţe în legătură cu relieful, cînd au fost formulate o serie de noţiuni şi legi de bază privind aspectul şi geneza acestuia. Primele explicaţii pornesc de la teoria catastrofismului care domina pe atunci geologia. Originea reliefului era pusă pe seama forţelor tangenţiale care duceau la schimbări bruşte catastrofale (secolul XVIII). În secolul XIX, ideile evoluţionismului îşi fac loc şi în explicarea reliefului. Această perioadă se caracterizează printr-un aport concomitent pe care îl aduc, la dezvoltarea geomorfologiei, cercetătorii din diferite ţări. Sfîrşitul secolului XIX şi începutul secolului XX este perioada de închegare a geomorfologiei ca ştiinţă. În acest timp, apar şi unele sinteze prin care se încearcă să enunţe teorii unice asupra evoluţiei reliefului pămîntului. Prima teorie, ce va duce la închegarea geomorfologiei ca ştiinţă aparte, este a lui W. M. Davis. El are meritul de a fi definit, primul, într-un „tot" cu aspect unitar, obiectul (relieful), teoria şi metoda (ciclul geografic şi blocdiagramul), precum şi terminologia specifică acestei noi ştiinţe.

Veridicitatea acestor teorii a depins de condiţiile şi particularităţile economice şi social-politice ale diferitelor ţări, ca şi de sarcinile pe care le punea practica în faţa geomorfologiei ca ştiinţă nou apărută. În această perioadă de început, se pot deosebi trei principale orientări : geomorfologia în S.U.A., geomorfologia în Europa vestică şi centrală şi geomorfologia în Rusia.

În *Statele Unite ale Americii,* geomorfologia se dezvoltă iniţial datorită necesităţilor practice de a cunoaşte şi valorifica regiunile necunoscute ale ţării. Sub impulsul dezvoltării rapide industriale se impunea şi o rapidă cunoaştere a subsolului. În acest sens, metoda geomorfologică, adică studiul subsolului după aspectul formelor de relief, răspundea cel mai bine acestei sarcini. Astfel, în 1879 se înfiinţează serviciul geologic al S.U.A., care avea o componenţă complexă : geologi, geografi, topografi. Aceste studii complexe constituie a doua cauză a dezvoltării rapide a geomorfologiei americane. În fine, o a treia cauză a fost legată de condiţiile naturale, avantajoase unor interpretări morfogenetice imediate. Este vorba de zonele din vest, unde domină semi-deşerturi şi unde lipsa solului şi a vegetaţiei face ca structura geologică să poată fi citită cu uşurinţă în formele de relief. Aceasta a fost şi cauza pentru care iniţial geomorfologii americani fondau (explicau) morfologia numai pe structură (morfologia genetico-structurală). Amintim pentru această perioadă (1880—1900) pe J. Pawell, K. Gilbert, W. M. Davis.

În *ţările Europei,* altele au fost imboldurile imediate ce au dus la dezvoltarea geomorfologiei. Acestea se rezumă la două cauze mai importante: pe de o parte studierea proceselor de eroziune din cadrul văilor şi a ghe-ţarilor din Alpi în legătură cu construcţiile hidrotehnice (Germania, Franţa, Austria, Italia), iar pe de altă parte ridicările topografice. Lucrările hidrotehnice începuseră încă din timpul feudalismului, pe cînd ridicările topografice iau amploare în secolul XIX, mai ales din considerente

de ordin militar. Principalele țări ale Europei trăiau atunci în continui conflicte militare. Ridicarea topografică a unor regiuni întinse, făcută sub formă sistematică, a dus și la interpretarea lor sub raport morfometric. Ne referim la regiuni acoperite cu sol și vegetație, în care structura geologică nu se mai poate citi cu ușurință în formele de relief ; de aici a rezultat o altă metodă de analiză și interpretare — cea morfometrică.

Acoperirea formațiunilor geologice de către sol și vegetație a dus la găsirea unor metode noi de descifrare a genezei reliefului ; așa s-a ajuns la analiza amănunțită a hărților — sau la „analiza morfologică" (metodă germană).

Franța este țara în care topografia militară a impulsionat în modul cel mai înalt dezvoltarea geomorfologiei. Aici, după marea revoluție burgheză, se înființează armata „populară". Dezvoltarea diferitelor sale ramuri a fost făcută atît de militari cît și de civili, mulți dintre ei oameni de știință. Astfel ia ființă un puternic serviciu militar-geografic, format din topografi și geografi de seamă, care dau repede la iveală lucrări de geomorfologie genetică ; citățm pe : De la Nöe, Emm. Margerie, De Bertheau.

Un aspect, relativ aparte, se întîlnește în Germania, unde, cu precădere, naturaliștii sînt cei ce se ocupă de relief.

În *Rusia,* datorită rămînerii în urmă din punct de vedere social-economic, dezvoltarea sistematică a cercetărilor geologice și a ridicărilor topografice întîrzie. Corpul topografilor militari se înființează numai în 1822 și progresează încet ; un comitet al geologiei se organizează numai începînd din 1882. Mai mult, trebuie arătat că la ridicările topografice făcute de militari nu a fost permisă și participarea unor geografi de seamă din acel timp.

Cu toate acestea geomorfologia în Rusia apare și se dezvoltă o dată cu geomorfologia din celelalte țări mai înaintate din punct de vedere economic. Cauza constă în impulsul pe care l-a luat în sec. XVIII și XIX studiul științelor naturii (în special geologia, geografia și pedologia) sub imboldul măreților idei evoluționiste ale lui Ch. Darwin, Ch. Lyell și M. V. Lomonosov. Natura variată a Rusiei și marea sa întindere a trezit, în perioada de dezvoltare a capitalismului, interesul pentru expediții de cunoaștere și cercetare a noi teritorii.

Primele idei științifice în ceea ce privește relieful se întîlnesc la Lomonosov. Acesta se folosește de cîteva hărți, ridicate pentru prima dată în Rusia în 1717, cu ajutorul cărora își poate formula unele idei de bază asupra formării reliefului. Înainte de toate, la el întîlnim ideea că formele scoarței terestre sînt un rezultat al interacțiunii forțelor interne și externe și că aceste forme trebuiesc studiate în dezvoltarea lor (1763).

Amintim, de asemenea, pe P. P. Semenov-Tian-Șanski (1857), marele cercetător al Tian-Șanului ; pe V. V. Dokuceaev, întemeietorul pedologiei, care este unul dintre cei care au influențat în

mod deosebit dezvoltarea geomorfologiei în Rusia. Cercetînd solurile Rusiei, el s-a ocupat în amănunt și de eroziunea lor, dînd studii amănunțite asupra formării văilor, asupra legilor eroziunii (1878) ; fapt și mai important este că, cercetînd vîrsta solurilor, analizează totodată și vîrsta diferitelor reliefuri, problemă de bază în geomorfologia actuală. Urmează apoi I. V. Mușketov, A. P. Karpinski, S. N. Nichițin, A. P. Pavlov și alții, care continuă linia bazată pe geologie și pedologie introdusă de Lomonosov și V. V. Dokuceaev.

*
* *

Perioada de închegare și fondare a principalelor noțiuni ale geomorfologiei se caracterizează prin aceea că studiul reliefului se dezvoltă în cadrul diferitelor discipline ale naturii cum ar fi geologia, topografia, pedologia și chiar botanica.

Geomorfologia în secolul XX. Este meritul lui W. Davis (1899, 1912) că a sesizat unitatea acestei științe, a indicat cu precizie obiectul său, a strîns la un loc, sau chiar a făurit, principalele noțiuni despre relief și le-a închegat într-o teorie clară și aparent logică, care s-a impus cu rapiditate. Atît de mare a fost reacția produsă de teoria sa, încît a schimbat aproape total cursul cercetărilor minuțioase de pînă atunci din domeniul reliefului. Această nouă etapă se caracterizează mai puțin prin cercetare la fața locului și observații, cît mai ales pe lupta dintre teorii, pe căutarea de argumente care să apere o teorie sau alta. Geomorfologia este ruptă de științele în sînul cărora se dezvoltase pînă atunci și trece, aproape definitiv, la geografie. În acest sens, cel mai mare merit îi revine lui Emm. de Martonne care publică primul volum sistematizat de geomorfologie, încadrat într-un tratat voluminos de geografie fizică.

Situația se menține pînă la al doilea război mondial și este caracteristică mai ales pentru S.U.A., Franța și Anglia. O oarecare reacție se resimte în Germania și Rusia și, mai ales, după 1920, în U.R.S.S. În aceste țări se continuă vechile tradiții, dar nu rare sînt și cazurile cînd, în tendința de a se critica teoria lui Davis, se răspunde printr-o argumentare de aceeași valoare.

Geomorfologia după al doilea război mondial capătă tot mai mult un curs nou. Astfel, în U.R.S.S., geomorfologia începe *o nouă dezvoltare și orientare* ; se rupe de aspectele învechite ale școlii davisiene. Geomorfologia sovietică continuă tradițiile progresiste ale geomorfologilor ruși și străini, trece la cercetarea amănunțită a proceselor morfologice și se apropie tot mai mult de rezolvarea problemelor practice cerute de dezvoltarea economiei socialiste. În felul acesta, apar puternice școli geomorfologice, la Moscova și Leningrad, conduse de savanți de seamă ca I. S. Șciukin, L. S. Edelștein, I. P. Gherasimov, K. K. Markov.

O situație similară se crează în țările socialiste europene și chiar în alte țări, printre care în mod deosebit este de menționat Franța. Pe prim plan trece, tot mai mult, cercetarea și observarea directă a reliefului, studiul proceselor actuale, cartografierea geomorfologică. Reminiscențele davisiene persistă încă, cu precădere în ceea ce privește metoda, totuși calea dezvoltării a fost îndreptată.

B. DEZVOLTAREA GEOMORFOLOGIEI ÎN ROMÂNIA

Geomorfologia la noi în țară este o știință, de asemenea, relativ tînără. Ea se conturează aproximativ în același timp cu geomorfologia dintr-o serie de țări dezvoltate. Apariția ei este în strînsă legătură cu dezvoltarea social-economică și anume, ea se încheagă într-un moment cînd această dezvoltare impune cu necesitate studiul reliefului și al subsolului în vederea descoperirii și punerii în valoare a o serie de noi bogății.

În România, ca de altfel și în alte părți, apariția și dezvoltarea geomorfologiei este precedată, cu necesitate, de apariția și dezvoltarea altor două științe și anume topografia și geologia. Numai după ce o parte sau întreg teritoriul țării a fost cunoscut din punct de vedere al structurii geologice, și după ce teritorii importante fuseseră trecute cu destulă precizie pe hartă, numai după aceea s-a putut trece și la interpretări în ceea ce privește originea și dezvoltarea formelor de relief. Această perioadă coincide, la noi, cu a doua jumătate a secolului XIX și începutul secolului XX. În acest timp, dezvoltarea capitalismului a stimulat o serie de cercetări de natură geologică, necesare industriei, precum și cartografierea unor teritorii tot mai vaste, impusă tot de dezvoltarea economică dar și de necesități militare. Interesele capitalismului și mai ales ale capitalismului străin, în ceea ce privește exploatările de petrol sau de alte materii prime conduc, în această etapă, la cercetări geologice, destul de intense, pentru unele unități de relief. Cele mai adînci studii de geologie și primele în acest sens se referă la zonele subcarpatice și de cîmpie. Nu întîrzie nici apariția unor sinteze, mai ales cu privire la Carpați, sinteze realizate de mari geologi români ca L. Mrazec, Gh. Munteanu Murgoci ș.a. Ca o urmare firească a acestor studii, încep să-și facă loc și primele interpretări științifice geomorfologice.

În ceea ce privește lucrările de cartografiere, a teritoriului țării, ele încep, pe plan mai larg, tot în a doua jumătate a secolului al XIX-lea. Astfel, în 1856 se execută lucrări de nivelment pentru regiunea inferioară a Dunării. Un pas important este făcut în anul 1883 cînd ia ființă Serviciul geografic al armatei, care, mai ales din anul 1893, efectuează lucrări de triangulație în Muntenia. Între anii 1914 și 1918 se fac ridicări rapide de plane directoare. Lucrările acestea continuă, amplificat, după 1933.

Tot acest fond de hărți a folosit în cercetările geomorfologice în modul cel mai direct. Fără o asemenea bază topografică nu era posibilă o cercetare mai amplă cu caracter geomorfologic.

Urmărind dezvoltarea geomorfologiei, la noi în țară, se pot deosebi mai multe etape, care totuși se întrepătrund.

Etapa premergătoare închegării geomorfologiei ca știință se poate fixa aproximativ între anii 1600—1848. Pentru acest timp se întîlnesc doar o serie de informații descriptive referitoare la relieful țării noastre, sau din alte țări, însă făcute de autorii români, cum au fost Nicolae Milescu (1636—1708), C. Cantacuzino (1650—1716), Dimitrie Cantemir (1673—1723). Acesta din urmă, pentru erudiția sa, dovedită mai ales în lucrarea *„Descriptio Moldaviae"*, poate fi socotit un precursor al geografiei noastre.

O dată mai importantă, pentru această etapă, o constituie anul 1750, cînd geografia este introdusă, ca disciplină de învățămînt, într-o serie de școli. Ca urmare, încep să apară manuale de geografie. Printre cele mai bune pot fi citate cele ale lui Barbu Tîmpeanu (1840), Gh. Asachi (1835), Ion Rusu (1842) și August Treboniu Laurean (1854). Manualele în general, dar mai ales predarea însăși, se caracterizau prin descrieri greoaie, prin înșiruiri de denumiri de ape, munți, vîrfuri etc.

Etapa de închegare a geomorfologiei ca știință se fixează în a doua jumătate a secolului al XIX-lea și începutul secolului XX. După revoluția de la 1848, burghezia caută să se consolideze și din punct de vedere politic, precum și pe plan cultural. În acest sens inițiază, printre altele, reorganizarea învățămîntului, care trebuia să corespundă intereselor sale de clasă. În 1860 s-a înființat Universitatea din Iași, iar în 1864 cea din București. Pentru geomorfologie este important faptul că la ambele universități se creează și cîte o catedră de geologie, în cadrul cărora se predau și probleme referitoare la relief.

Tot pe linia acestor reforme, în 1866, este înființată Academia Română. Aceasta intensifică cercetările în multe domenii, între care și acelea ale geologiei și geografiei fizice.

Un alt fapt deosebit a fost înființarea în anul 1875 a Societății Române de Geografie. În cadrul acesteia, după anul 1892, un accent deosebit se pune pe secția de geologie, care va constitui baza dezvoltării geomorfologiei. Aproape toți geologii care au activat în sînul acestei secții (sfîrșitul secolului XIX, începutul secolului XX) au avut și foarte multe preocupări de geomorfologie.

Ca un prim pas, în urma reformelor înfăptuite în această etapă (înființarea celor două universități, a Academiei și a Societății de Geografie), apare *școala geologo-geografică*, care reunea mai ales cercetători formați în sînul Societății de geografie. Tendințele acestei școli erau de a efectua studii complexe de geologie și geografie fizică. În cadrul său se încheagă și geomorfologia. De subliniat însă că geomorfologia, la noi în țară, se fondează pe cunoștințele geologice, dar, într-o oarecare măsură

și pe cele pedologice. În ceea ce privește influențele străine, se poate observa cu ușurință că ele au venit, pentru etapa respectivă, în special din Rusia. Primii noștri geologi, care au efectuat și primele studii de geomorfologie, cunoșteau bine școala pedologică rusă și în special pe marii ei întemeietori (V. V. Dokuceaev, A. Glinka).

Între reprezentanții de seamă care, pe lîngă studiile de geologie, au efectuat și studii geomorfologice, punînd bazele acestei discipline, amintim pe primii doi profesori de la catedrele de geologie din Iași și București, precum și cîțiva dintre eminenții lor elevi. Aceștia au pus bazele geologiei și geomorfologiei românești.

Grigore Cobălcescu (1831—1892) este primul profesor de geologie de la Universitatea din Iași. El realizează o primă regionare morfologică a țării, se ocupă cu unele aspecte ale orografiei și hidrografiei României și tot de la el ne-au rămas o serie de hărți și profile geologice, care au fost folosite ulterior pentru interpretări de geomorfologie.

Gregoriu Ștefănescu (1836—1911) este primul profesor de geologie de la Universitatea din București. El a pus bazele studiului geologic al Cîmpiei Române, studiu care a fost folosit mai tîrziu de către G. Vâlsan în vasta sa lucrare asupra morfologiei acestei unități. Tot el încheagă baza hărții geologice a României.

Gheorghe Munteanu Murgoci (1882—1925), de la care ne-au rămas aproximativ 14 lucrări cu pronunțat conținut de geomorfologie. Dintre problemele soluționate de el amintim sinteza asupra șariajului din Carpați, de mare importanță pentru morfologia structurală a acestei unități, apoi problema limitei dintre Carpații Orientali și Carpații Meridionali, problema văilor transversale din Carpații Meridionali, care pentru prima dată a fost soluționată cu date științifice culese din teren, problema solurilor fosile și a climatelor sub care s-au creat. El s-a ocupat de asemenea și cu probleme de morfologie a Dobrogei și a Subcarpaților.

Grigore Antipa (1867—1944), mare naturalist dar și un priceput geomorfolog, s-a ocupat de lunca și Delta Dunării. De la el ne-a rămas o primă regionare a luncii Dunării precum și o teorie, judicios elaborată, asupra dezvoltării deltei.

Etapa de formare a geomorfologiei ca ramură a geografiei fizice începe odată cu dezvoltarea cercetărilor de geografie fizică ; acestea se delimitează tot mai mult de geologie, bineînțeles fără a rupe contactele. Tot acum se desprinde și geomorfologia, devenind o ramură de bază a geografiei fizice, cu toate că ea se va sprijini și în continuare pe unele rezultate ale științelor geologice. Această etapă aparține începutului secolului XX și este marcată de înființarea unor catedre de geografie la universitățile din țară. Ia ființă astfel, o catedră de geografie, în anul 1900, la București, avînd ca profesor pe S. Mehedinți ; în 1904 o catedră similară se înființează la Iași, profesor fiind numit geologul Ștefan Popescu. Ceva mai tîrziu, în 1919, este înființată o catedră de geografie și la Cluj, unde, ca prim profesor, a fost numit G. Vâlsan.

Nu este lipsit de interes nici faptul că, în acest timp (1899—1921), în țara noastră a efectuat ample cercetări asupra reliefului *Emm. de Martonne,* recunoscut ca principal geomorfolog al timpului.

Remarcăm, de la început, că această perioadă se află sub influența teoriilor timpului (în special teoria lui Davis), iar direcțiile principale sînt imprimate de ideile și pregătirea șefilor celor trei catedre de geografie.

În ceea ce privește geomorfologia ca știință, ea a fost, în mod deosebit, dezvoltată la facultățile din Cluj și Iași și ceva mai tîrziu la cea din București. La această dezvoltare a contribuit o serie de români precum și o serie de străini care au efectuat cercetări pe teritoriul țării noastre. Amintim pe: Al. Demetrescu Aldem, G. Vâlsan, C. Brătescu, M. David, iar dintre străini, în fruntea tuturor se situează francezul Emm. de Martonne, apoi polonezul L. Sawicki (care a efectuat studii în jurul anului 1910 în toată Transilvania). La aceștia se adaugă apoi o serie de elevi de ai lor.

Concepția de bază, în domeniul geomorfologiei, care a predominat etapa, a fost aceea a ciclului geografic a lui W. M. Davis. În ceea ce privește însă aplicarea concretă a acestei concepții, în diferitele lucrări, trebuie spus că unii geomorfologi au observat lipsurile ei esențiale, aducîndu-i corective. Multe din aceste corective sînt și astăzi demne de semnalat. Astfel, Emm. de Martonne, prin lucrarea „Evoluția morfologică a Alpilor Transilvaniei" (1905), dovedește că nu este un adept dogmatic al acestei teorii. El consideră teoria lui W. M. Davis mai mult ca o metodă de studiu a evoluției reliefurilor muntoase, care au trecut prin mai multe etape principale de eroziune, etape care diferă însă ca aspect.

George Vâlsan (1885—1935), trebuie socotit, alături de C. Brătescu, întemeietorul geomorfologiei românești. Numit, în 1916, profesor la Iași, trece, în 1919, la Cluj, unde întemeiază o adevărată școală geomorfologică. În 1929 vine, chemat de S. Mehedinți, la Universitatea din București, unde, în scurt timp, devine conducătorul real al unei școli geomorfologice, contrabalansînd tendințele de pînă atunci ale școlii bucureștene. Lucrarea sa *„Cîmpia Română"* (1915) îl consacră inclusiv pe plan mondial. El este printre primii în lume, care atacă probleme de geomorfologie a cîmpiilor. Spre deosebire de Davis, el acordă atenția cuvenită mișcărilor scoarței în formarea de reliefuri. Astfel, încă din 1915, el arată consecințele morfologice pe care le-a avut lăsarea de la gura Siretului, precum și lăsările din nordul Cîmpiei Române pentru întreaga sa evoluție.

Tot Vâlsan acordă o mare atenție și proceselor geomorfologice „elementare", care, sub aspectul lor analitic, scăpaseră, de asemenea, teoriei lui Davis. În cercetările regionale, el rămîne un exemplu de felul cum și-a lărgit continuu aria de cercetare, începînd cu lucrările „Temelia Bucureștiului" către „Cîmpia Română" și apoi spre unitățile limitrofe (Porțile de Fier, Deltă, Bucegii etc.).

La moartea sa (1935), N. Iorga scria: „Profesorul de universitate de la Cluj a creat o școală ardeleană, căreia și pînă acum i se datorește destul. Mutat, cu multă greutate, la București, el a dovedit că știința cea mai solidă, se poate uni cu o impecabilă formă, în vorbire și în scris, și că problemele cele mai grele se pot înfrunta fără a zbura în stratosfere metafizice".

Constantin Brătescu (1882—1945) își începe activitatea de geomorfolog ca profesor de liceu la Constanța. În 1924 este numit profesor universitar și, începînd cu anul 1939 vine la universitatea din București. După Emm. de Martonne, care pusese bazele unei metode de cercetare a zonelor muntoase (Carpații Meridionali), sprijinindu-se pe urmărirea suprafețelor de eroziune (datate geologic) și pe evoluția rețelei hidrografice, C. Brătescu *pune bazele unei metode profund științifice de cercetare,* în geomorfologia noastră, valabilă mai ales pentru regiunile joase (de platformă și cîmpie). El a atacat mai întîi problemele cu aspect general ale geomorfologiei cuaternarului de la noi. Tindea în esență, prin aceste studii, spre realizarea unei *scări (cronologice) a vîrstei formelor,* verificată pe mai multe căi și pornind de la regiuni diferite (Deltă, Bosfor, loesurile Cîmpiei Române și falezelor Mării Negre etc.). El însuși spunea, vorbind de Cîmpia Română, că metoda sa este aceea a determina structura cu intenția de a scoate cronologia evoluției acelei regiuni precum și formele sculptate de la suprafață (Opere alese, pag. 49). În a doua parte a vieții sale el a căutat să aplice rezultatele „generale", la studii regionale (mai ales în „Cîmpia Română"). Întreaga lui operă rămâne un exemplu de analiză minuțioasă și profundă a problemelor, dar în același timp este și un exemplu de un înalt spirit de sinteză. Pe plan mondial, el trebuie încadrat în rîndul acelor geomorfologi, cu precădere germani, ruși și sovietici, care nu s-au lăsat robiți de teoria evoluției reliefului, generalizată pînă la maximum de abstractizare de către Davis, ci a căutat, în orice regiune cercetată, argumente concrete de datare a vîrstei fiecărei forme, a fiecărei suprafețe de teren. Căutînd argumente, el tindea apoi spre închegarea unor metode (de exemplu, metode pentru determinarea vîrstei teraselor), spre generalizări și depistarea de legi particulare geomorfologiei. C. Brătescu, mai mult decît oricare geograf din timpul său, a devenit conștient de faptul că un studiu de geomorfologie nu se poate baza pe afirmații cu aspecte de „păreri", ci pe fapte culese în teren, pe cartări, pe analize minuțioase.

Mihai David a fost ca pregătire geolog, deși majoritatea vieții sale s-a ocupat cu predarea geografiei fizice, la Iași, și cu studii de geomorfologie. Cu toate acestea, în toate lucrările sale se simte o tendință pregnantă de a explica relieful mai ales prin factorii geologici. El introduce, în geomorfologia noastră, o notă importantă de geomorfologie structurală. În rest, a fost un adept al teoriei lui Davis, pe care în general a înțeles-o dogmatic.

V. Mihăilescu, adept al teoriei lui Davis, a introdus, în geomorfologia noastră, o tendință morfografică-descriptivă. Prin aceasta înțelegem

mai ales, analiza amănunțită a hărților, uneori această analiză depășind cu mult, ca procent, cercetările de teren care în general dau rezultatele cele mai precise.

Etapa geomorfologiei actuale. Ca urmare a noilor condiții social-economice și culturale, create în țara noastră sub conducerea P.C.R., științele au luat o dezvoltare nouă. Pe această direcție și geomorfologia se restructurează, punînd la baza dezvoltării sale metoda generală de cercetare — materialismul dialectic — și noi principii, care i-au asigurat un înalt conținut științific.

Școala noastră geomorfologică a dezvoltat aspectele progresiste moștenite de la V â l s a n, B r ă t e s c u și chiar D e M a r t o n n e. Au fost apoi efectuate studii regionale, care au scos în evidență etapele evoluției paleogeomorfologice, caracterizate fiecare prin condițiile climatice, tectonice și morfologice specifice, ale unor unități de relief cum sînt : Depresiunea Bozovici, Munții Gilăului, Țara Lăpușului, Podișul și Cîmpia Moldovei ș.a. A fost depășită acea fază a „căutării de peneplene", prin efectuarea de studii care au dovedit că teritoriul țării noastre, în special cel carpatic, a avut nu una, ci variate tendințe de evoluție ; s-a analizat în special evoluția de tip piemont, din timpul pliocenului (C. M a r t i n i u c, G r. P o s e a, P. C o t e ț ș.a.), aceea de munți-bloc și de depresiuni tectono-erozive, evoluția periglaciară, terasele (T. M o r a r i u, V. G î r b a c e a, V. V e l c e a, G r. P o s e a, C. M a r t i n i u c ș.a.) etc. S-a impus definitiv concepția cercetării reliefului prin prisma dezvoltării sale paleogeomorfologice și nu sub aspectul stadiilor lui D a v i s. Ca metodă specifică principală se introduce tot mai mult harta geomorfologică, făcîndu-se chiar unele încercări de elaborare a unei legende generale în acest sens (G r. P o s e a, N. P o p e s c u, 1964). Studiul proceselor actuale (alunecări, eroziune de diferite tipuri, dinamica văilor etc.) a căpătat o largă răspîndire, executîndu-se chiar cercetări experimentale (stațiunea Pîngărați, stațiunea Orșova, laboratoarele de geomorfologie din unele facultăți). Un aspect cu totul nou îl prezintă și studiile de geomorfologie aplicată ; în cadrul acestora o mare dezvoltare a luat efectuarea de hărți cu caracter practic (harta pantelor, energiei reliefului, fragmentării reliefului etc.). Geomorfologia a devenit astfel o știință, care interesează majoritatea sistematizatorilor, constructorilor, agronomilor etc., sub aspectul cunoașterii condițiilor pe care le oferă diferitele forme de relief.

Capitolul III

TEORII ȘI CONCEPȚII ÎN GEOMORFOLOGIE

Geomorfologia s-a închegat ca știință sub impulsul ideilor evoluționismului. Prima teorie de bază care încearcă să formuleze, într-un tot unitar, evoluția generală a reliefului aparține americanului W. M. Davis (1899 ; 1912) și poartă numele de „ciclul geografic" sau *„ciclul eroziunii normale"*. Prin ciclul geografic el înțelege evoluția, sub formă de stadii, prin care trece un relief înalt (muntos), distrus de o serie de procese, în care rolul principal îl deține *eroziunea apelor curgătoare*, pînă ajunge o cîmpie joasă, numită *peneplenă*. Pe parcursul ciclului, relieful îmbracă trei aspecte principale care au fost denumite : stadiul de tinerețe, de maturitate și de bătrînețe (peneplena) ; aceste stadii reprezintă totodată și vîrsta relativă a reliefului. În 1904 Davis amplifică teoria sa, adăugînd, la ciclul eroziunii normale, și alte cicluri (deșertic, glaciar, marin, carstic), pe care însă le socotește secundare. Schema rămîne aceeași ; rezultatul final al tuturor ciclurilor, luate împreună sau aparte, era tot o peneplenă. Ca urmare, esența concepției sale, în ansamblu, este finalistă, adică relieful tinde spre o singură formă generală de evoluție dinainte predestinată. Davis și-a formulat teoria sa sub formă simplă și logică în aparență, de aceea ea s-a răspîndit repede în aproape întreaga lume geografică. La aceasta a mai contribuit și autoritatea sa în geografie, precum și marele său talent pedagogic. (El este inițiatorul metodei blocdiagramelor.) Trebuie spus însă că Davis, deși a fost un neobosit cercetător al terenului, a făurit o teorie care este mai mult rezultatul fanteziei sale logice. El a impus, în teoria sa, legături de tipul cauză-efect între eroziunea apelor curgătoare (eroziune normală) și peneplenă, legături care în natură nu există sub formă determinată, nici în timp și nici în spațiu, așa cum o concepea el. Motivul acestei interpretări, constă în aceea că, din punct de vedere al concepției, Davis se postează

pe poziţii metafizice, formulînd aprioric scheme logice de dezvoltare a reliefului (aşa cum el crede că se va dezvolta) ; totodată trebuie amintit că, în momentul formulării teoriei sale, capitalismul ajunsese în S.U.A. la o asemenea dezvoltare că nu mai cerea de la geomorfologie rezolvarea unor probleme practice stringente şi, ca urmare, teoreticienii acestei ştiinţe tinere o rup uşor de realitatea naturală, de cercetarea amănunţită a terenului şi încep să plutească în construirea de idei şi teze, rod al fanteziei şi imaginaţiei lor „logice".

Teoria lui W. Penck, sau teoria „treptelor de piemont" (1924), este o a doua teorie care încearcă să explice evoluţia reliefului sub o formă atotcuprinzătoare. Această teorie apare ca o reacţie împotriva teoriei lui Davis şi pleacă de la principiul, just, că relieful este rezultatul acţiunii concomitente a forţelor interne, ce ridică scoarţa terestră, şi a agenţilor externi ce o denudează, în acelaşi timp. Rezultatul acestei interacţiuni, spune Penck, îl constituie apariţia unor munţi în trepte sau treptele de piemont, numite astfel deoarece, iniţial, iau naştere la piciorul muntelui şi apoi se înalţă una cîte una. Aceasta va fi forma generală şi de bază a evoluţiei reliefului. Contrar lui Davis, care admitea că relieful evoluează descendent, de la altitudini mari către peneplene, el admite că evoluţia este ascendentă, făcîndu-se de la forme plane, joase, spre forme muntoase cu aspect de trepte.

Apreciată prin prisma principiului de bază de la care pleacă, teoria lui W. Penck este mult mai progresistă ; şi azi morfologia îşi pune ca scop studiul reliefului, ca rezultat al interacţiunii agenţilor interni şi externi. Davis, în schimb, rupea complet acţiunea agenţilor interni de acţiunea celor externi. Dacă privim însă din punct de vedere al complexităţii factorilor şi proceselor puse în acţiune, într-o teorie sau alta, atunci teoria lui Davis este mai complexă ; în timp ce acesta lua în considerare, în ultima formă a teoriei sale, apa curgătoare, vîntul, marea, ghiaţa şi apa subterană, Penck se limitează numai la denudare. În ultimă instanţă şi teoria lui Penck are aspecte finaliste, deoarece consideră treptele de piemont ca unica formă predestinată către care trebuie să evolueze relieful.

În amănunt, ambele teorii au şi alte scăpări care vor fi analizate la „evoluţia generală a reliefului". Totuşi, la timpul lor au constituit un pas înainte pentru geomorfologie.

Teoria pediplenei este susţinută, în ultima sa formă, de L. C. King (1942 ; 1950). Această teorie, deşi critică în mod deosebit teoria lui Davis, este, pînă la urmă, o variantă a acesteia. La origină teoria pediplenei reprezintă o continuare a vechii teorii a „pedimentului" (formulată de Mac Gee în 1877 şi extinsă de D. Johnson, în 1932) şi mai ales a teoriei lui W. Penck. Principiul de bază este acela că, în urma ridicărilor unor regiuni, evoluţia reliefului se face prin retragerea continuă a versantului, paralel cu el însuşi şi pe un plan de bază ce are o înclinare foarte mică — pedimentul. Din îngemănarea pedimentelor rezultă o cîmpie de eroziune numită *pediplenă.* Ridicările efec-

tuate în diferite perioade geologice duc la etajarea, sub formă de trepte, a pediplenelor. Acest fel de evoluţie există, în adevăr, în natură, mai ales în multe zone ale Africei, unde a şi fost studiate de autor ; el însă a căzut în ultimă instanţă în aceeaşi greşeală cu a înaintaşilor pe care i-a criticat, susţinînd că peste tot relieful evoluează către pediplene, prin procesele indicate în teoria sa.

Teoria nivelurilor geomorfologice a fost elaborată de K. Markov (1948). El pleacă de la principiul că relieful rezultă din interacţiunea exercitată de agenţii interni şi externi asupra suprafeţei scoarţei. Spre deosebire de Penck, el arată că această interacţiune prezintă aspecte specifice fiecărui agent extern principal şi se materializează prin apariţia unor niveluri geomorfologice, situate la altitudini diferite. Astfel, interacţiunea dintre mişcarea tectonică şi eroziunea marină se realizează între altitudinile de minus 200 m şi plus cîţiva metri, luînd naştere, aici, platforma continentală sau nivelul geomorfologic marin. Interacţiunea cu apele curgătoare ţine de la zero metri pînă la limita zăpezilor veşnice, realizîndu-se, cu timpul, nivelul peneplenei. Urmează nivelul zăpezilor şi al gheţarilor şi apoi un al patrulea, pe care îl denumeşte nivelul superior de denudare.

Evoluţia generală a reliefului este concepută sub forma realizării continue a acestor niveluri geomorfologice la altitudinile specifice ; ele însă, ulterior, pot fi înălţate sau coborîte, de mişcările tectonice, peste, sau sub limita altimetrică la care s-au format. Evoluţia acestor mişcări pe verticală, dedusă tocmai din poziţia altimetrică actuală a diferitelor urme de niveluri geomorfologice, reprezintă, după Markov, aspectul esenţial al dezvoltării reliefului şi sarcina principală a cercetării geomorfologice.

Concepţia evoluţiei paleogeomorfologice. În fond, teoriile indicate mai sus, precum şi altele necitate, se reduc la cele două, de bază, a lui Davis şi a lui W. Penck. Primul a plecat de la studiul văilor, celălalt de la studiul versanţilor montani. Unul concepe evoluţia generală într-o stare de inactivitate tectonică a scoarţei, dominînd deci eroziunea, celălalt din contră, o grefează pe un fond general de înălţare, sub forma unor cute mari, din care rezultă munţi cu trepte de piemont. Teoriile, deşi au apărut ca opuse, se pot completa. Evoluţia are totdeauna două sensuri generale — ascendent şi descendent. Penck a văzut mai ales prima latură, iar Davis numai pe a doua. Orice porţiune a scoarţei poate să aibă la un moment dat o tendinţă sau alta ; acest drum nu este însă niciodată simplu ci intervin o serie de „complicaţii" şi particularităţi evolutive, dictate de sensul momentan al mişcărilor, de natura rocilor, de structura geologică, de climă etc. Pe parcurs, pot apărea o serie de suprafeţe (trepte, peneplene, pediplene, nivele) despărţite între ele de versanţi, în care se află imprimată adesea amprenta morfologică a particularităţilor amintite mai sus.

Cele două teorii se pot aplica, grosso modo, atunci cînd luăm în considerare o singură formă de relief, sau un tip de formă (indiferent dacă aceasta e mare sau mică), respectiv cînd o izolăm imaginar, cînd o soco-

tim solitară, urmărind numai evoluţia ei. De exemplu un viitor munte, are iniţial tendinţă de a se înălţa, de a fi fragmentat de apele curgătoare, creîndu-se, sau nu, trepte pe margine ; ulterior însă, odată cu consumarea acelei energii tipice geosinclinalelor, poate fi ros pînă la „bază" şi transformat într-o peneplenă, sau pediplenă. Ciclul, sub această formă, este evident. Acelaşi lucru îl putem concepe cu o vale ; ea apare, mai întîi, firavă, încrustată pe o zonă în ridicare, apoi se adînceşte ; după încetarea ridicărilor se lărgeşte tot mai puternic, pînă ce-şi distruge aproape complet interfluviile, devenind o vale „senilă".

Dacă urmărim însă nu o vale în general, sau o vale imaginară, ci de ex. valea Dunării sau a Buzăului vom vedea că fiecare din segmentele lor componente s-au format în timpi diferiţi, că spre exemplu porţiunile lor de cîmpie sînt cele mai noi deşi, paradoxal, conform teoriei, tocmai ele au aspect de senilitate.

Dificultatea vine de acolo că noţiunile şi entităţile geomorfologiei, în special cele care se referă la *formele* de relief, sînt imprecis definite şi parţial superpozabile. Forme de relief absolut „pure" nu există, ele trec unele în altele, se compun unele din altele. De exemplu, interfluviul şi versanţii dintre două văi pot fi în acelaşi timp şi o cuestă ; pentru această formă putem concepe, imaginar, o evoluţie aparte ; în natură o asemenea separare a cuestei de vale, a versanţilor văii de fruntea şi spinarea cuestei nu există. În realitate există „pelicula" superficială a scoarţei terestre, care se „ondulează" se descompune în petice de înclinări foarte diferite şi din care se compun înlănţuirile de forme.

Pentru orînduirea studiilor, pentru clasificarea aspectelor pe care le îmbracă relieful (scoarţa) a apărut necesitatea separării acestor forme şi a creării unor simboluri care, în realitate, nu există decît în mintea noastră. Greşeala cea mare a fost aceia că pe aceste simboluri, pe evoluţia lor, desprinse din întregul real, s-a încercat să se generalizeze evoluţia oricărui relief ; or, această evoluţie, pentru a fi scoasă la iveală, trebuie cercetată bucăţică cu bucăţică, refăcută după urmele lăsate în diferite perioade, şi nu „construită" cu mintea. Tocmai din această cercetare a apărut concepţia evoluţiei paleogeomorfologice, a refacerii istoriei reale a reliefului fiecărui teritoriu, concepţie ce a fost impusă tot mai mult de studiile minuţioase regionale. Ea reprezintă în fapt continuarea unor idei progresiste a primilor geomorfologi, în special germani şi ruşi. Principiul de bază al acestei concepţii este acela că evoluţia reliefului nu se face după vreo schemă şablon ; ea este foarte complexă, depinde de o serie de factori ce s-au putut schimba pe parcurs ; pentru a o cunoaşte, trebuie studiată şi refăcută istoria reliefului teritoriului respectiv ; aceasta este sarcina de bază a geomorfologiei şi nu făurirea de teorii atotcuprinzătoare ale evoluţiei reliefului.

Această concepţie introduce, tot mai mult, şi o nouă metodă de lucru — cartarea şi harta geomorfologică generală. Aceasta trebuie să devină, în etapa actuală, metoda de bază specifică geomorfologiei, singura ce va scoate ştiinţa noastră, în mod definitiv, de sub mirajul teoriilor „atotcuprinzătoare".

Capitolul IV

METODE DE CERCETARE

Ca și celelalte științe, geomorfologia folosește ca metodă generală de cercetare și interpretare — *materialismul dialectic.* De asemenea, ea trebuie să folosească din plin *metoda analitică,* precum și pe cea *sintetică,* deoarece relieful este rezultatul unui complex de factori și al unei istorii complexe ; pentru a fi cunoscut și explicat se impun analize amănunțite pe procese, pe agenți, pe forme etc., iar apoi este necesară efectuarea de clasificări, de generalizări și sinteze, care să reflecte cît mai fidel ansamblul realității. Sintezele trebuie să țină seama, nu numai de propriile analize și rezultate, dar și de rezultatele științelor apropiate, pentru că relieful reprezintă o sferă de contact.

Geomorfologia folosește și o serie de metode care îi sînt proprii sau și le însușește într-un mod adecvat. D a v i s a introdus, ca metodă de bază a geomorfologiei, *blocdiagramul,* prin care trebuia să se redea stadiul relativ de evoluție al reliefului, precum și una din cauzele genetice — structura. Aceasta nu s-a dovedit a fi însă o metodă de cercetare, care să dezvolte continuu geomorfologia ci, cel mult, o metodă de redare grafică a unor cercetări anterioare, sau a unor idei despre relief. Astăzi, se impune tot mai mult, ca metodă de bază a geomorfologiei, *cartarea și harta geomorfologică generală.* Deși unii autori o socotesc încă un mijloc de cercetare și nu o metodă și, deși nu s-a căzut de acord asupra unei legende unanim admisă, totuși, ea s-a dovedit a fi metoda de bază care va face posibilă cunoașterea tot mai reală a reliefului, a evoluției paleogeomorfologice a acestuia, care va face posibilă închegarea unor sinteze regionale tot mai extinse asupra istoriei dezvoltării reliefului actual.

Afară de această metodă generală sau, oarecum, în cadrul ei, geomorfologia folosește și o mulțime de metode însușite mai mult sau mai puțin într-o formă proprie. Aceste metode variază după dimensiunea și gradul reliefului sau formei cercetate. În general, la nivelul Pămîntului și la cel al oceanelor și continentelor, geomorfologia nu are astfel de metode de cercetare ; ea folosește, de obicei, datele astronomiei, geofizicei și geologiei. La nivelul cercetării generale a zonelor muntoase și de cîmpie (platforme) geomorfologia, de asemenea, împrumută multe date de la geologie. Totuși, în cercetarea evoluției acestor zone și mai ales a celor de tip montan, ea aduce contribuții deosebit de importante. *Metoda suprafețelor și a nivelelor geomorfologice* a devenit de bază în refacerea istoriei unei zone muntoase, chiar și pentru geologi. Pentru cercetarea formelor de ordin mai mic, geomorfologia dispune de tot mai multe metode și mijloace specifice.

Observarea la teren reprezintă o metodă principală și larg întrebuințată. Aceasta pentru că, spre deosebire de alte științe cu caracter experimental, geomorfologia nu poate, uneori de loc, alteori relativ puțin, să realizeze experiment în procesul cercetării. De aceea cea mai mare parte a datelor și cunoștințelor sale, geomorfologia le realizează pe baza unor îndelungate, vaste și complexe observații de teren. Pentru aceasta, cît și pentru faptul că în natură procesele și formele nu apar net delimitate, metoda observației trebuie continuu îmbinată cu *metoda comparației* ; să comparăm mereu fenomenele cu altele similare, observate în alte părți și dacă se poate cu cele mai tipice.

Observarea nu se face empiric ci cu o serie de mijloace, dintre care au devenit indispensabile : *harta topografică, aerofotografiile* și *harta geologică.*

Pentru a înțelege ce anume trebuie să observăm la teren este necesar să intuim *modul general de analiză* al reliefului. Relieful este format dintr-o îmbinare de suprafețe cu înclinări diferite, cunoscute sub termenul general de pante. În procesul dezvoltării, unele pante cresc, altele sînt erodate și descresc, iar altele sînt *pante de echilibru,* adică au atins un stadiu cînd nu mai au tendința să crească sau să descrească în mod sensibil. Toate acestea trebuie explicate prin factorii și procesele care au creat pantele de echilibru sau pe cele care nu sînt încă în această stare. De asemenea, în cadrul pantelor, apar unele treceri bruște cunoscute sub denumirea de *rupturi de pantă,* care au mare importanță în evoluție și care trebuie de asemenea explicate prin factorii ce le-au creat. În ce privește urmărirea factorilor explicativi, în timpul cercetărilor, atenția trebuie axată pe trei direcții : *rocă și structură, mișcările scoarței, diferite tipuri de eroziune.*

Revenind la observația de teren, geomorfologul trebuie să urmărească și să carteze diferitele tipuri genetice de suprafață (pante), rupturile de pantă, să analizeze „punctele chee", să rețină profilele cele mai ti-

pice, să execute schițe, fotografii, să analizeze deschiderile, cu precădere pentru așa-numitele sedimente superficiale sau care pot da indicații asupra climei (alterări, soluri fosile, pietrișuri, nisipuri, evaporite), sedimentele corelate etc.

Tot ca un aspect specific al cercetărilor de teren, în ultimul timp s-a introdus tot mai mult și metoda observației staționare, pentru înregistrarea evoluției unor forme sau procese morfogenetice; rezultate bune dă sistemul „parcelelor", unde se urmăresc mai ales procesele actuale, după metodele pedologice.

Metodele morfografice și morfometrice se referă, cu precădere, la activități de cabinet efectuate pe harta topografică sau prin intermediul acesteia. Este vorba de indicarea poziției (diferitelor puncte sau regiuni), executarea de grafice, profile (de văi, de culme etc.), blocdiagrame ș.a., precum și efectuarea de hărți morfometrice (energia reliefului, valoarea pantelor, fragmentarea reliefului etc.). Toate acestea se pot întocmi după metode variate.

Metodele de laborator sînt împrumutate mai ales de la geologie și se referă la: determinări de roci, morfoscopie, granulometrie, minerale grele, analize de spor-polen, crearea unor climate artificiale (reci sau calde) pentru a observa comportarea rocilor etc. În general, aceste metode au drept scop să urmărească comportarea diferitelor roci față de eroziune, să determine condițiile morfoclimatice și morfodinamice în care s-au format anumite porțiuni de relief, să determine vîrsta acestora etc. (fig. 2).

Metoda modelelor încearcă să suplinească experimentul în geomorfologie. Este vorba de crearea artificială a unor reliefuri, în care se declanșează eroziune, mișcări etc., urmărindu-se atent evoluția forme-

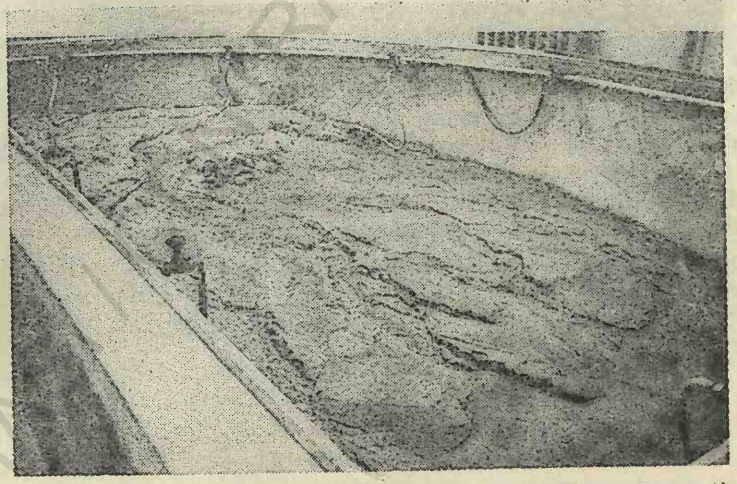


Fig. 2 — Laboratorul de geomorfologie de la Universitatea București.

lor şi proceselor. De reţinut că s-au obţinut rezultate pozitive dar că acestea nu trebuie exagerate ; reducerea parametrilor din natură, la cei din „modele": deformează uneori în mod deosebit tipul de procese şi evoluţia formelor ; unul din aceşti parametrii este însăşi timpul care se reduce aproape complet ; eroziunea accelerată din laborator nu poate da aceleaşi rezultate ca cea lentă din natură.

Metodele pentru determinarea vîrstei (relative şi absolute) sînt următoarele : *stratigrafico-paleontologice* (se referă la continuitatea sau shimbările de facies pe orizontală ; lacune şi discontinuităţi stratigrafice ; metoda limitelor de vîrste ; depozite corelate ; fosile caracteristice) ; *metode arheologice ; metoda analizei polenice ; metoda solurilor fosile sau a alterărilor de diferite tipuri ; metoda varvelor* (a lui De Geer) ; *metoda radioactivităţii* ; *metoda paleotemperaturilor* (Kullenberg, Emiliani).

Metode pentru corelări şi reconstituiri paleogeografice, utilizate în scopul cercetărilor de geomorfologie regională, pentru problema reconstiturii şi evoluţiei. În acest sens se impune corelarea şi orînduirea principalelor elemente ce compun relieful, într-o scară cronologică, din care să rezulte etapele principale ale dezvoltării. Pentru aceasta se folosesc următoarele metode : corelări pe baza raporturilor geometrice ale teraselor, ale nivelelor de eroziune, ale nivelelor marine etc. ; corelări pe bază de sedimente (sedimente corelate), de soluri fosile sau de diferite tipuri de alterări ; corelări pe baza conuşelor vulcanice erupte în acelaşi timp (tefrocronologia).

Pentru reconstituirea cauzelor evoluţiei trecute a reliefului se pleacă de la studiul proceselor actuale, aplicîndu-se *principiul actualismului ;* acest principiu trebuie însă folosit cu mult discernămînt, cu limitele respective, deoarece cauzele vechi pot să fi fost, în multe cazuri, cu totul diferite de cele actuale. În acest sens, o atenţie deosebită se acordă reconstituirii paleoclimatelor, care indică mediul morfogenetic al timpului ; metodele folosite sînt aproximativ aceleaşi ca şi la determinările de vîrste : floră, faună, urme glaciare, depozite eoliene şi evaporite, soluri îngropate sau urme de lateritizări, măsurarea paleotemperaturilor pe baza calculului temperaturilor de precipitare a carbonaţilor în apa mării (proporţia izotopilor de oxigen din carbonat variază cu temperatura depunerii), poziţia polilor (modificările cîmpului magnetic, prin studiul emanaţiilor termoremanente din rocile vulcanice).

În procesul de construire al scării cronologice şi al corelării formelor şi elementelor de relief, adică în faza ultimă a studiilor, se finisează şi *harta geomorfologică generală,* a cărei construcţie începe de fapt în faza observării terenului.

Capitolul V

GEOMORFOLOGIA PLANETARĂ

Geomorfologia planetară se ocupă cu forma generală a Pămîntului, socotit ca un tot unitar şi cu influenţele reciproce care se exercită în legătură cu reliefurile de ordin mai mic. Geomorfologia nu dispune de mijloace şi metode proprii de studiu în acest domeniu. Cunoaşterea formei Pămîntului şi a cauzelor care-i dau naştere este totuşi necesară geomorfologiei.

Diferitele forme de relief ale scoarţei, între care şi formele mici, nu pot fi întru totul lămurite şi înţelese dacă nu se cunoaşte structura Pămîntului şi anumite procese planetare cum ar fi : mişcarea de rotaţie şi variaţia sa, deplasarea polilor etc. De aceea geomorfologia împrumută, pentru acest domeniu, rezultatele, teoriile şi ipotezele altor ştiinţe şi mai ales ale astronomiei, geofizicii etc.

A. STRUCTURA PĂMÎNTULUI

Pentru a ne da seama de ceea ce se înţelege prin scoarţa terestră şi formele ei, trebuie să cunoaştem pe scurt structura Pămîntului. Se admite că Globul are o structură zonar-concentrică ; materialele mai grele se situează spre interior, iar cele mai uşoare la suprafaţă. Doi factori principali par a fi cauzat această structură în pături concentrice şi anume, mişcarea de rotaţie şi forţa de gravitaţie. E. Suess este cel care a denumit principalele zone după iniţialele elementelor ce par a domina în constituţia lor : Sial, Sima, Crofesima, Nifesima, Nife.

Datele în legătură cu structura internă ne sînt furnizate de către Seismologie. Se ştie că unele seismice au viteze variabile în funcţie de

natura mediului străbătut şi de presiunea şi temperatura locului respectiv. Undele sînt transversale *(S)* şi longitudinale *(P)* ; primele au caracteristic faptul că se amortizează în mediul lichid. Diferitele sondări, efectuate pe aceste baze, au scos la iveală o serie de discontinuităţi în mersul undelor seismice. Principalele discontinuităţi au fost luate drept limită pentru marile zone concentrice. Conform acestor rezultate Globul este constituit din trei sfere (fig. 3) :

— *Sîmburele central* se întinde de la cca 2 900 km (discontinuitatea lui Gutemberg-Wichert, la 2 898 km) pînă la centrul Pămîntului (6 370 km). Mai este cunoscut şi sub denumirea de barisferă sau Nife. Densitatea sa creşte spre interior, de la 8 la 12. Starea fizică a materiei, în sîmbure, este încă necunoscută. Există o serie de presupuneri şi anume : materie solidă ; materie vîscoasă ; soluţie de metale şi produse gazoase ; materie cu o structură absolut diferită de stările cunoscute în exterior.

— *Mezosfera* înconjură sîmburele, situîndu-se între adîncimile de 30—50 km şi 2 900 km. Mai poartă numele şi de pirosferă sau mantaua sîmburelui. În partea superioară este delimitată de litosferă prin aşa-numita discontinuitate a lui Mohorovici, care se plasează la adîncimea de 30—50 km, în regiunea continentelor şi la circa 10 km sub nivelul Oceanului. Are densitatea de 5. Materia este omogenă şi în stare solidă, cuprinzînd însă şi o serie de pungi cu magmă.

— *Scoarţa terestră* sau *litosfera* este eterogenă din punct de vedere al constituţiei şi are o densitate de 2,7—3. Majoritatea cercetătorilor fixează limita scoarţei pe discontinuitatea Mohorovici. Ea reprezintă o suprafaţă foarte variabilă ca adîncime, dar important este faptul că pe ea se „echilibrează" masele rocilor de suprafaţă, care formează relieful. Alţi cercetători stabilesc limita scoarţei pe alte discontinuităţi (de exemplu pe discontinuitatea Reptti, 984 km, pentru a cuprinde şi focarele cele mai adînci ale cutremurelor).

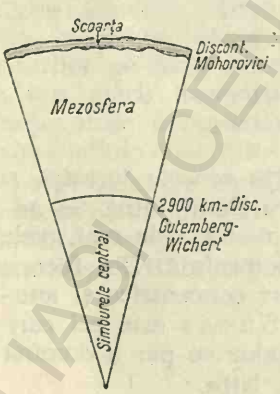


Fig. 3 — Constituţia Globului.

Socotită pînă la discontinuitatea Mohorovici, scoarţa are o grosime de 30—50 km pe continente şi sub 10 km pe fundul oceanelor. Se pare însă că, în anumite locuri, poate atinge şi peste 100 km.

Scoarţa se subdivide la rîndul ei în trei mari zone : bazaltică, granitică şi sedimentară (stratisfera).

Zona bazaltică are o compoziţie care se aseamănă, din punct de vedere chimic, cu bazaltul ; cînd materia din ea străpunge stratele ce o acoperă, ajungînd la suprafaţă, dă naştere bazaltului. Ea formează o pătură intermediară între mezosferă şi litosferă, fiind formată din Si-Al-Ma. La baza ei se află discontinuitatea Mohorovici, sub care

materia se compune din Sima. Grosimea acestei pături variază între 10 și 20 km sub continente și sub 5 km în zona oceanelor.

Zona granitică, numită și Sial, sau zona soclului cristalin, sau etajul structural inferior. Materia sa, cînd se răcește încet, în apropierea suprafeței, dă naștere granitului ; cînd se răcește brusc, la suprafață, dă naștere riolitelor. În general, este formată din granite și gneise. Grosimea sa variază de la 15—20 km sub platforme, la 30—40 km sub lanțurile muntoase tinere ; în regiunile oceanice, cu precădere în Pacific, această zonă lipsește.

Zona sedimentară, sau etajul structural superior, este formată din roci rezultate, în cea mai mare parte, prin distrugerea de suprafață a rocilor eruptive inițiale. Ea este foarte eterogenă, atît în ceea ce privește grosimea și răspîndirea ei pe suprafața Globului, cît și sub aspectul compoziției. În regiunile scuturilor vechi, grosimea ei este redusă pînă la zero metri ; în platformele mai noi ea are, de la cîteva sute de metri la cîțiva kilometri ; în unele regiuni, legate de lanțurile muntoase tinere, poate atinge 10—20 km.

Rocile sedimentare acoperă cea mai mare parte a suprafeței Pămîntului (75%), iar restul îl formează rocile eruptive. Masele eruptive pot străbate zona sedimentară, depunîndu-se concordant între stratele acesteia (lacolite, siluri), sau discordante (batolite, stocuri).

Scoarța terestră are caractere specifice, nu numai sub aspect geofizic, ci și geochimic și tectonic. Din punct de vedere *geochimic* scoarța se subîmparte (după van Hise) în două mari zone :

Zona de dezagregare, situată la partea exterioară și avînd temperaturi și presiuni moderate. Fenomenele chimice principale sînt oxidarea, hidratarea și acțiunea bioxidului de carbon. În funcție de aceste procese, zona se subdivide în două subzone : subzona de oxidație, situată deasupra nivelului hidrostatic ; aici domină oxidarea, dar și hidratarea, acțiunea bioxidului de carbon ; subzona de cimentație, situată sub nivelul hidrostatic, unde domină procesele chimice ale substanțelor ce au fost spălate din părțile superioare (cimentație, substituție).

Zona de metamorfism, cu temperaturi ce pot atinge punctul de topire a rocilor și cu presiune foarte mare. Rocile sedimentare, ajunse aici, se metamorfozează, devin șisturi cristaline, pentru a se adapta noilor condiții. Volumele moleculare ale noilor minerale devin mai mici. Mediul respectiv reduce numărul substanțelor de suprafață ; astfel oxizii, carbonații și mineralele hidratate se transformă în silicați. Tot în această zonă se difuzează și o serie de elemente noi, emigrate din profunzime.

La adîncimea de 10 km temperatura este de 360°, iar presiunea de cca 2 700 atmosfere. În aceste condiții, cele mai rezistente roci — granitele — se deformează plastic la solicitări tectonice îndelungate. Celelalte roci devin plastice la adîncimi mai mici. Sub această limită comportarea rocilor începe să fie diferită, se metamorfozează.

Sub aspect *tectonic* este de remarcat că, deasupra lui 10 km (limită maximă pentru granit), au loc fracturări şi fisurări, atunci cînd rocile sînt supuse la presiuni tectonice. Aceasta este *zona fracturărilor* şi ea se situează deasupra temperaturii critice a apei (în general, la limita dintre zona de metamorfism şi cea de dezagregare). Imediat mai spre interior urmează *zona deformaţiilor de curgere.* Aici, materia are tendinţa de a se deplasa din blocurile cu presiuni mai mari către cele cu presiuni mai mici, în tendinţa de echilibrare. Ca urmare, au loc laminări şi chiar alunecări şi curgeri.

B. FORMA PĂMÎNTULUI

Pămîntul este un corp care se roteşte în jurul axei şi a cărui formă tinde spre un echilibru în raport cu forţa atracţiei universale şi forţa centrifugă ce se exercită asupra maselor sale. Dacă Pămîntul ar fi format dintr-un material lichid, omogen, şi asupra sa nu s-ar exercita forţa centrifugă, atunci el ar căpăta formă de s f e r ă. Din cauza rotaţiei sfera se turteşte la capete ; forma de echilibru, rezultată, în acest caz, este aceea de s f e r o i d. Deoarece formula sferoidului terestru este greu de utilizat în calculele geodezice, s-a recurs la o formă foarte apropiată, dar mai simplă, aceea de e l i p s o i d (elipsoid de referinţă).

În fapt, globul terestru nu are o constituţie uniformă, cel puţin în ceea ce priveşte litosfera ; aici el este format din roci cu densităţi diferite, din continente, oceane şi alte denivelări mai mici. De aceea, suprafaţa de echilibru reală, către care tinde, nu este aceea de sferoid, ci o formă particulară, ce a fost denumită g e o i d (L i s t i n g, 1870).

Rotirea Pămîntului, în jurul axei sale, imprimă aspect de sferoid (sferă turtită la poli). Gradul de turtire este în funcţie de viteza de rotaţie ; s-a calculat astfel, că, dacă viteza ar creşte de 17 ori, atunci axa ecuatorială s-ar mări de 2,7 ori faţă de axa polară, iar forţa centrifugă ar creşte într-atît încît, o parte din materia plasată pe ecuator şi-ar „pierde greutatea" şi s-ar desprinde de Pămînt. Aşa se pare că a luat naştere inelul din jurul lui Saturn şi tot astfel se presupune că a luat naştere Luna din Pămînt.

Calculînd gradul de turtire, în funcţie de viteza de rotire a Pămîntului, rezultă însă un sferoid care nu corespunde formei Pămîntului. Asemenea necorespondenţe se întîlnesc şi pentru celelalte planete. Cauza este legată de distribuirea diferită a substanţei în interiorul planetei ; aceasta se manifestă printr-o repartizare neuniformă a forţei gravitaţiei interioare. Acea suprafaţă care ar rezulta din calculul valorii gravitaţiei în fiecare punct poartă de fapt numele de g e o i d ; ea se apropie mai mult de forma reală a suprafeţei sale. Calculele au arătat că suprafaţa geoidului este mai ridicată în regiunea oceanelor (decît în cazul sferoidului) şi în general mai coborîtă în regiunea continentelor (merge chiar pînă

la 140 m sub suprafața sferoidului). În felul acesta, s-a ajuns la concluzia că regiunile continentale și în special zonele muntoase sînt mai „ușoare" decît fundul oceanelor.

Dimensiunile elipsoidului sînt următoarele :

— raza ecuatorială	6 378,388 km
— raza polară	6 356,912 km
— diferența razelor	21,476 km
— mărimea turtirii la poli	$\frac{1}{297}$
— suprafața	510 000 900 km^2
— volumul	1 083 miliarde km^3

Aceste valori au fost date prima dată de către Hayford în 1910. Ceva mai tîrziu F. N. Krasovski găsește raza ecuatorială mai mică (6 378,245 km), de unde rezultă și o turtire mai mică $\left(\frac{1}{298,6}\right)$.

1. VARIAȚIA SFEROIDULUI ȘI GEOIDULUI ȘI INFLUENȚA SA ASUPRA FORMELOR DE RELIEF DE ORDINE MAI MICI

Atît forma rezultată din rotirea Pămîntului (sferoidul) cît și forma de geoid suferă, în timp, modificări. Forma de sferoid se modifică din cauza variației vitezei de rotație și a deplasării axei pe care se face rotirea, iar forma de geoid se modifică datorită deplasărilor efectuate de substanțele din interior.

Variația vitezei de rotire a Pămîntului are repercursiuni asupra formelor de relief de diferite ordine. Vom arăta în acest sens cîteva exemple mai cunoscute.

— Ruperea Lunii din Pămînt, într-un timp cînd viteza de rotire a acestuia era mult mai mare. Acest fapt a fost admis de Darwin, Wegener, Staub, Vernadski ș.a. Luna s-ar fi rupt din zona Pacificului, unde lipsește, se pare, învelișul granitic și în parte cel bazaltic. Ca urmare s-ar fi format așa-numita disimetrie a reliefului Pămîntului (marile adîncimi ale Pacificului, alături de marile înălțimi ale uscatului).

— Chiar forme de ordin mai mic, cum ar fi continentele, toate bazinele oceanice și lanțurile muntoase au fost explicate plecîndu-se de la mișcarea de rotație. Cele mai cunoscute teorii în acest sens sînt a lui Wegener și apoi a lui Staub.

Teoria lui Wegener (vezi pg. 44—45), numită și teoria deplasării continentelor, admite că după desprinderea Lunii, masa continentală, unică, rămasă s-a rupt, iar „bucățile" ei s-au deplasat spre vest și spre ecuator, cu viteze diferite, sub impulsul forței centrifuge. Tot pe baza

forţei centrifuge îşi întemeiază şi Staub teoria sa, a curenţilor subcrustali, care consideră că „de la forţa centrifugă porneşte impulsul iniţial care provoacă jocul necontenit şi alternant al curenţilor de sub scoarţa terestră. În aceste forţe centrifuge se găseşte factorul hotărîtor care dirijează procesul grandioasei succesiuni a mişcării continentelor care condiţionează orogeneza repetată a Pămîntului".

În ultimul timp, s-a calculat că aceste forţe sînt mult prea mici pentru a provoca asemenea deplasări. Cu toate acestea, pentru geomorfologie este important faptul că mişcarea de rotaţie are totuşi o deosebită importanţă în formarea trăsăturilor de bază ale reliefului Pămîntului (chiar dacă teoriile fondate, pînă în prezent, nu sînt întru totul satisfăcătoare).

— Rotirea Pămîntului influenţează în mod indirect şi forme mai mici de relief. Aşa, de exemplu, se cunoaşte influenţa pe care o au mareele în formarea reliefului marin ; or mareele, cu amplitudinile actuale, au luat naştere după apariţia Lunii, ca urmare a atracţiei acesteia.

Dar, trebuie arătat că şi reversul, adică şi dezvoltarea formelor de ordin mai mic, influenţează aspectul formelor planetare. Exemple sînt multiple : formarea mareelor sub influenţa atracţiei lunare a contribuit la încetinirea rotaţiei Pămîntului şi deci la micşorarea razei ecuatoriale; deplasarea materiei interioare schimbă dispunerea forţelor gravitaţionale şi deci contribuie la modificarea geoidului etc.

2. DEPLASAREA AXEI POLILOR ŞI RELIEFUL PĂMINTULUI

Cercetările au dovedit că axa de rotaţie a Pămîntului îşi schimbă poziţia ; astfel de cercetări se execută azi în şase staţiuni astronomice situate pe aceeaşi paralelă (39°8′ lat. N). Deplasările polilor pot fi împărţite în două : deplasări mici, anuale, şi deplasări mari, executate în perioade îndelungate de timp. Deplasările actuale au două perioade, una de circa un an şi alta de circa 14 luni ; ele au la bază cauze geografice şi anume modificarea masei continentale, de la un loc la altul, sub influenţa variaţiei zăpezilor sau a variaţiei presiunii atmosferice. Aceste devieri, cauzate de procese şi forme geografice, sînt mici, de maximum 20 m, totuşi ele reflectă interdependenţa dintre aceste fenomene „mici" şi forma planetară.

Mult mai importante sînt însă modificările fenomenelor geografice care se produc în legătură cu deplasările mari ale polilor şi, bineînţeles, că şi anumite fenomene de ordin geografic, geologic sau geofizic pot contribui la deplasarea polilor. Este cunoscut faptul că, dacă Mediterana şi-ar ridica nivelul cu 1 m, atunci şi polii s-ar deplasa cu 1 m ; glaciaţiunea cuaternară din continentele nordice trebuia să deplaseze polul cu cca 8 km (dar, poate că şi deplasarea polilor a fost o cauză a glaciaţiunii). De asemenea deplasarea maselor continentale, prin eroziune şi

transport, sau deplasarea maselor interne, contribuie la migrarea polilor; dacă Asia ar fi erodată pînă la nivelul oceanului, polii s-ar deplasa cu 40 km.

Rezultă că modificările ce intervin în forma generală a Pămîntului au repercursiuni asupra evoluției formelor de ordin mai mic, dar și modificarea și evoluția acestora influențează forma Pămîntului. Pentru aceste motive, geomorfologia nu poate ignora problemele legate de forma generală a Pămîntului. Totodată, trebuie amintit că mișcările Pămîntului determină zonele mari, climatice, care după cum vom vedea au o deosebită importanță pentru așa-numita morfologie climatică.

C. CONTINENTELE ȘI OCEANELE

Dacă secționăm relieful Globului, printr-o succesiune de profile, rezultă două mari categorii de forme : *continentele* și *gropile oceanice*. Acestea constituie și tipurile structurale de bază ale litosferei ; ele sînt deosebite deci și din punct de vedere genetic, ceea ce ridică, în mod normal, problema originii lor. Domeniul oceanic, al litosferei, se compune dintr-o pătură de bazalt de circa 5 km, peste care urmează o pătură subțire de sedimente. În schimb, continentele sînt formate din trei zone bine dezvoltate : sedimentară, granitică și bazaltică. În general, se spune că substratul continental este din Sial, iar cel oceanic din Sialma ; sialul lipsește în Oceanul Pacific, iar în Oceanul Atlantic apare ca petice. Structurile continentale cuprind uscatul și mările epicontinentale. Între cele două domenii se întinde o zonă de tranziție ce corespunde, sub aspect morfologic, cu așa-numitul abrupt continental.

1. CURBA HIPSOGRAFICĂ A PĂMINTULUI

Nu numai sub aspect genetic, cum s-a arătat mai sus, dar și sub aspect morfografic și morfometric, apar net delimitate cele două mari domenii ale reliefului Pămîntului. Generalizînd o curbă ce ar uni părțile cele mai înalte ale suprafeței terestre (Everestul, 8 840 m) cu cele mai joase (groapa Filipinelor — 11 521 m), ea îmbracă forme diferite pe oceane față de cele de pe continent. În oceane, relieful apare mai uniform, dispus în cîteva trepte largi, orizontale sau ușor înclinate, despărțite între ele de abrupturi. Relieful continental prezintă aspecte mult mai variate, deși, în ultimă instanță, și el este dispus în două sau trei trepte ; dispunerea și extinderea acestora este însă foarte variată de la un continent la altul.

Analizînd curba hipsografică a Pămîntului (fig. 4), de la părțile înalte spre cele joase, se pot observa următoarele trepte sau zone :

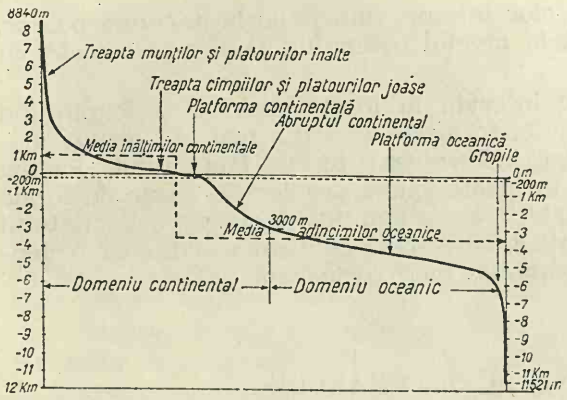


Fig. 4 — Curba hipsografică a Pămîntului.

Treapta munţilor şi podişurilor înalte atinge un maximum de înălţime în Munţii Himalaia. Din punct de vedere structural, aceştia se compun, obişnuit, din strate mai noi, puternic cutate şi înălţate. Domină în Asia mijlocie şi sudică, Africa, America vestică, Europa de sud.

Treapta cîmpiilor se plasează imediat mai sus de nivelul oceanului (zero metri). Domină o bună parte a Europei, Siberia etc. Structural, se situează, fie pe zone coborîte, umplute cu aluviuni, fie pe vechi platforme, rigide.

Platforma continentală este treapta situată între zero şi minus 200 m, care se observă cu mare regularitate, dar cu extinderi foarte variate, la toate oceanele şi mările. Ea are un aspect plan, uşor înclinat, ce continuă adesea zonele de cîmpie rămase deasupra nivelului apelor. Pe suprafaţa sa sînt sedimentate materialele aduse de rîuri de pe continent, sau rupte de valuri de pe ţărm. Din punct de vedere structural ea face, în general, corp comun cu unităţile continentale din apropiere. Este o zonă continentală, modelată însă de apa oceanului.

Abruptul continental nu mai are aspect de treaptă, fiind puternic înclinat. El ţine de la minus 200 m pînă la minus 3 000 m, unde face legătura cu o treaptă oceanică extinsă. Înclinarea cea mai mare este între 200 şi 1800 adîncime, după care panta are o cădere mai lină. Şi pe această porţiune sînt depuse sedimente venite de pe continent, dar cu o granulometrie mai fină. Din punct de vedere structural, abruptul constituie limita sau tranziţia între cele două mari domenii ale scoarţei, cel continental şi cel oceanic.

Platforma oceanică, sau zona pelagică, are aspectul unor platforme submarine situate la minus 3 000—5 000 m ; uneori, aceste platouri înclină pînă la —7 000 m. Ea cuprinde cele mai mari întinderi din bazinele oceanice. Aici, sedimentele sînt de origine marină şi organogenă.

Zona abisală *(sau gropile oceanice)* se întinde între — 7 000 şi 11 525 m. Aspectul ei este acela al unor gropi foarte adînci, alungite uneori ca nişte şanţuri. Cuprinde regiuni foarte restrînse. Gropile sînt situate pe

marginile oceanelor, în apropierea celor mai mari înălțimi continentale. Cele mai adînci gropi se găsesc pe coasta asiatică a Pacificului, în apropierea munților Himalaia ; faptul se datorește mobilității mari ce o prezintă scoarța Pămîntului în aceste locuri, ceea ce a dus, pe de o parte, la scufundări accentuate, pe de alta, la ridicări maxime.

*
* *

2. ORIGINEA CONTINENTELOR ȘI OCEANELOR

Studiul paleogeografic al scoarței a dovedit că repartiția aceasta, diferită, a înălțimilor, reprezintă numai un rezultat „momentan" al evoluției scoarței, numai o fază creată de acțiunea continuă a forțelor interioare, care se manifestă prin ridicări și coborîri exterioare. S-a observat totuși, că în timp ce continentele, și mai ales altitudinile și extensiunea lor, au suferit modificări multiple și rapide în decursul erelor geologice, bazinele oceanice, în marea lor majoritate, au funcționat, cel puțin din paleozoic și pînă azi, numai ca oceane. Pe de altă parte, s-a constatat că și unele porțiuni continentale sînt foarte vechi și că ele au funcționat ca niște nuclee, la care s-au adăugat, pe parcursul evoluției, noi teritorii. Nucleele continentale sînt : Siberia, scutul Baltic, o mare parte din Africa, mare parte din America de Sud, scutul Canadian, Australia. Zonele oceanice, cele mai „permanente", cuprind : toată zona centrală a Pacificului, părți din Oceanul Atlantic și părți din Oceanul ~~Pacific~~ Indian.

Cauzele acestor diferențieri, în bazine oceanice și mase continentale, ca și timpul cînd a început procesul de separare sînt încă foarte relativ cunoscute. În acest domeniu s-au emis numai ipoteze.

În mod obișnuit, se admite că, într-o etapă anterioară separării scoarței în cele două domenii (oceanic și continental), Pămîntul avea, la exterior, o pătură continuă de apă, groasă de circa 2 700 m, care a fost numită *Panthalassa*. Sub această pătură urma litosfera, formată din sial, care acoperea, de asemenea în mod uniform, tot Pămîntul, adică și gropile oceanice actuale. Ulterior, pătura sialică s-a îmbucătățit, iar pe locul unde ea a dispărut, sau s-a redus puternic, au apărut bazinele oceanice, Panthalassa divizîndu-și apa pe cîteva oceane, dar, în special, acumulînd-o în Oceanul Pacific.

În ceea ce privește cauzele ce au produs fragmentarea sialului, locul unde se află masa de sial ce a părăsit groapa Pacificului, ca și evoluția ulterioară a raporturilor dintre bazine și continente, părerile sînt împărțite. Aceste păreri au fost fundamentate într-o serie de ipoteze, care se diversifică pe măsură ce trec de la explicarea locului unde se află sialul Pacificului, la explicarea evoluției ulterioare a oceanelor și continentelor. În mare, aceste ipoteze se grupează în : ipoteze care admit că sialul din

Pacific se află în Lună ; ipoteze care admit că sialul gropilor oceanice s-a regrupat în continente ; teoria permanenței oceanelor și continentelor cu diferite variante ; teoria mobilismului (continentele se deplasează pe orizontală) ; teoria fixismului (deplasări numai pe verticală).

Ipoteza ruperii Lunii din Pămînt a fost susținută, printre alții, de A. Wegener, W. Staub, I. Vernadski, E. Haarman. Ipoteza admite că Luna s-a desprins de pe locul Pacificului, datorită forței centrifuge. Faptul că Luna are un volum cam de trei ori mai mare decît zona Pacificului este explicat prin „cicatrizarea" locului respectiv, adică prin deplasarea unei părți din scoarța vecină în locul rămas gol. Din cauza acestor deplasări, ale masei de sial, spre Oceanul Pacific, au apărut și alte gropi — Oceanul Atlantic și Oceanul Indian. Haarman este de părere că Luna nu s-a rupt din Pacific, ci din zona actualilor munți ai Asiei Centrale, care s-ar fi ridicat puternic, ulterior, tocmai ca o reacție de compensare.

Teoria aceasta a fost criticată, în sensul că atunci cînd se formase scoarța, pămîntul devenise deja prea rigid pentru ca forța centrifugă să mai poată desprinde din el mase de materie. Aprecierile recente, că vîrsta rocilor lunare ar fi la fel de veche ca și a celor pămîntene, par a exclude această ipoteză.

Ipoteza concentrării sialului în continente. are cîteva variante :

a) *ipoteza curenților de convecție* admite că separarea celor două domenii s-a făcut într-o fază cînd la suprafața globului ajungeau încă curenți cu materie din adîncime. Afluxul acestei materii, la suprafață, crea o serie de sisteme de curenți orizontali, ce se combinau cu cei de convecție. Pe locurile de întîlnire a sistemelor curenților orizontali se concentra sialul, deasupra curenților de convecție, formînd primele continente ;

b) *ipoteza cutărilor* admite concentrarea sialului datorită mișcărilor de cutare care, în acea etapă, erau mult mai intense în interiorul scoarței ;

c) *ipoteza mareelor*, admite că, după ce Luna a apărut în cîmpul de atracție a Pămîntului, fluxul și refluxul s-au mărit puternic, determinînd concentrarea sialului într-un prim și singur continent, ce a fost denumit *Pangeea*, înconjurat de primul ocean mondial.

Ipoteza translației continentelor, emisă de Wegener, în 1912. El consideră că primul continent (Urkontinent), apărut după ruperea Lunii din Pămînt, s-a fragmentat mai tîrziu în cîteva bucăți care, datorită forței centrifuge, s-au deplasat spre vest, adică invers mișcării de rotație, rămînînd ușor în urmă față de aceasta. Totodată continentele se deplasează și dinspre poli spre ecuator, datorită forței centrifuge mai mari în această ultimă parte. Unele continente s-au deplasat mai încet, altele mai repede, și de aici au rezultat golurile dintre ele, respectiv separarea oceanului mondial în mai multe gropi oceanice.

Teoria translației explică totodată și formarea lanțurilor muntoase, la marginea continentelor. Acestea, apropiindu-se unele de altele, provoacă contractarea și ridicarea fîșiilor de contact (între Europa și Africa

a apărut lanţul Alpin) ; în alte cazuri, deriva continentelor întîmpină rezistenţa masei de pe fundul oceanului şi se cutează (vestul Americii).

Argumentele pe care se bazează teoria lui Wegener sînt următoarele :

a) coastele de vest ale continentului Euro-African se îmbucă perfect cu ţărmul estic al celor două Americi ;

b) flora veche şi chiar o parte a faunei din America de Sud, Africa, Madagascar, India şi Australia prezintă foarte multe similitudini. Aceleaşi similitudini se remarcă şi în ceea ce priveşte unele serii stratigrafice vechi. De aici, concluzia, aproape obligatorie, a unui singur continent iniţial, pe care l-a denumit *Gondvana* ;

c) urmele glaciaţiunilor vechi dovedesc că ele au apărut şi au dispărut deodată, peste tot unde au fost constatate, ceea ce presupune de asemenea un continent unitar ;

d) măsurătorile repetate, efectuate între două staţiuni din Europa şi America, par a indica o distanţare de pînă la 1 m pe an, între cele două continente.

Teoria lui Wegener, deşi atrăgătoare, a fost criticată aproape punct cu punct. Astfel : îmbucarea continentelor nu se face decît aproximativ sau uneori de loc ; simultaneitatea glaciaţiunilor vechi poate fi explicată şi prin curenţii oceanici foarte reci etc. ; distanţa dintre Europa şi America variază, în plus sau în minus, după punctele între care se efectuează măsurătoarea ; calculele geofizice au arătat că forţele indicate de Wegener sînt infinit prea mici pentru a efectua deplasarea maselor continentale ; cercetările geologice au arătat că formarea lanţurilor muntoase îmbracă alte forme decît cele indicate de Wegener şi completate mai tîrziu de Argant. Cu toate acestea, similitudinile de floră şi cîteva similitudini stratigrafice nu au putut fi explicate în alt mod. Mai mult, unele cercetări recente vin să dovedească, cu noi argumente, unitatea veche a unor continente (America cu Africa şi Europa) ; aşa sînt, spre exemplu, cercetările geofizicianului E. Bullard (Cambridge) sau ale prof. american P. M. Hurley (fig. 5). De asemenea, sondajele efectuate de nava americană „Glomar Challenger", în 1969, au dus la concluzia că în prezent continentele nu se mişcă, dar în trecutul geologic ele s-au deplasat. În schimb, se mişcă fundul oceanului, cu 1—4 cm pe an, şi sub forma a doua benzi transportoare.

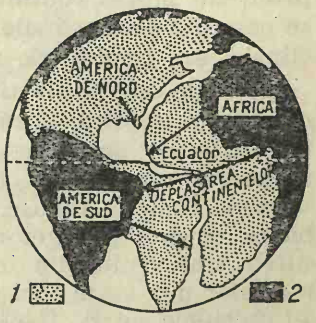


Fig. 5 — Deriva continentelor (după Ed. Bullard şi P. Hurley):

1 — situaţia iniţială; *2* — situaţia actuală.

Teoria izostaziei a fost propusă cam în acelaşi timp de J. Pratt (1855) şi de G. B. Airy. Ambii au plecat de la studiul gravimetric al scoarţei constatînd că sub continente există un deficit de masă (sînt mai uşoare), în timp ce sub oceane există un plus (scoarţa oceanică este mai grea). Pratt explică acest feno-

men prin densitatea mai scăzută a rocilor ce formează munţii şi în general continentele, faţă de densitatea mai mare a rocilor care formează substratul regiunilor joase. Airy, la rîndul său, explică aceste anomalii prin structura scoarţei terestre, care este formată din o serie de blocuri continentale mai puţin dense, ce plutesc pe un substrat de lavă topită, mai densă. Această plutire o aseamănă cu o serie de grinzi de lemn introduse în apă care, cu cît sînt mai groase, cu atît se afundă mai mult, dar, în aceeaşi proporţie, cresc şi înălţimile rămase deasupra nivelului de plutire. Este vorba de acel echilibru hidrostatic cunoscut încă de la Arhimede.

În cazul Pămîntului însă, acest echilibru îmbracă aspecte specifice ; blocurile care „plutesc" au densităţi şi grosimi foarte diferite, iar fluidul pe care se pluteşte nu este similar cu apa, ci, probabil, foarte vîscos. De aceea echilibrul este imperfect, se realizează cu întîrziere etc. El a fost numit, în acest caz, *echilibru izostatic*, iar planul pe care se egalizează greutatea maselor de suprafaţă a fost denumit *suprafaţă de compensare izostatică*. Ea coincide, în mare, cu discontinuitatea Mohorovici.

Unii admit că, pe această suprafaţă de echilibru static, continentele se deplasează numai orizontal (Wegener), alţii numai pe verticală (H. Stille), iar alţii, în ambele sensuri.

Indiferent de forma sub care se realizează, *izostazia s-a dovedit a fi o realitate.*

Teoria permanenţei a fost formulată prima dată de J. D. Dana (1864) sub forma că, un continent o dată format rămîne continent, după cum şi un bazin o dată format va rămîne pentru totdeauna un bazin. Mai tîrziu, Wegener înţelege această permanenţă numai ca volum, dar ca poziţie el introduce translaţia. H. Stille admite permanenţa oceanelor, dar nu admite pe cea a continentelor ; el completează teoria lui Dana printr-un proces continuu de apariţie şi dispariţie a continentelor ; ele se nasc din geosinclinale şi apoi pot fi distruse, ajungînd din nou geosinclinale, sau funduri de mare adîncă (fig. 6).

Ipotezele care susţin tinereţea oceanelor pornesc, în general, de la ideea că scoarţa terestră, unitară iniţial, suferă transformări continue în două direcţii mari : spre „oceanizare" şi spre „continentalizare". În prima, caracteristic este faptul că partea granitică şi chiar cea sedimentară sînt aproape complet reduse. De aici, o deosebită importanţă a căpătat problema originii granitelor. În prezent, există două mari păreri : că granitele sînt venite din interior, sau că sînt provenite din metamorfozarea celor mai vechi roci sedimentare. Pentru ultima părere sînt de amintit calculele lui A. Cailleux (1959), după care azi pătrund anual în ocean circa 13 km^3 de materiale solide, ceea ce ar fi trebuit să ducă la formarea unor depozite groase de cel puţin 18 km, începînd din cambrian. Or, sedimentele din oceane au azi între 0—2 km, iar scoarţa de sub ele cca. 5 km. Explicaţia ar fi că o parte din ele s-au metamorfozat, transformîndu-se în granite. Un fapt în plus, expediţia americană

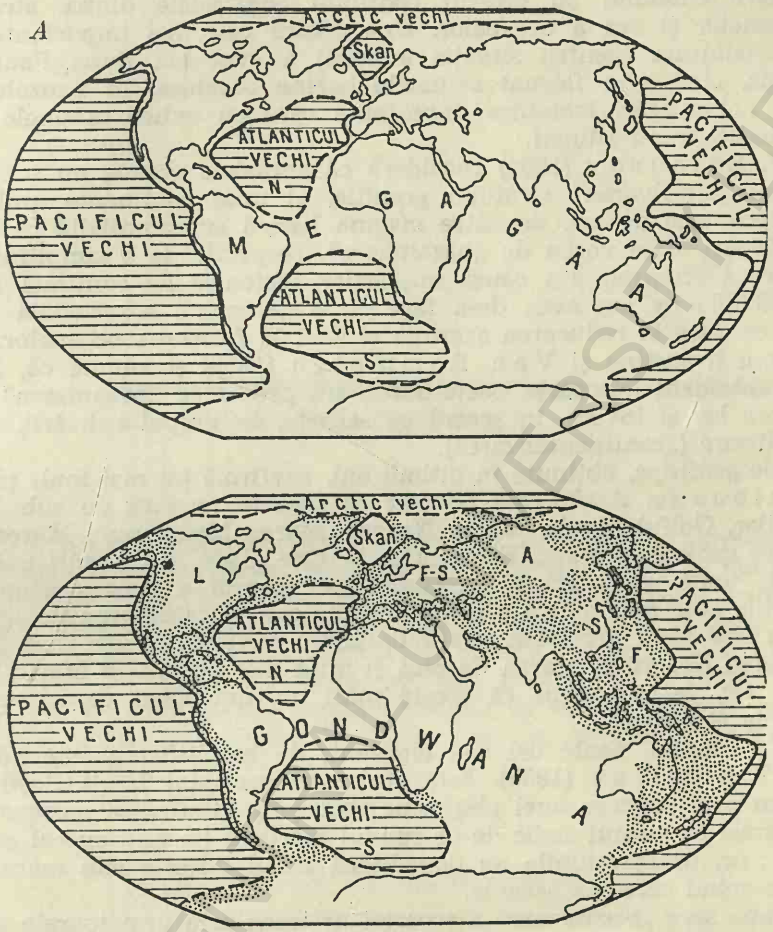


Fig. 6 — Evoluția litosferei (după H. Stille):

A — masele continentale la sfîrșitul primei faze geotectonice (protogăikum); *B* — regenerarea algomiană a unei părți a maselor continentale (megagăa), în geosinclinalele inițiale ale fazei geotectonice tîrzii (neogăikum); *L* — Laurasia; *F.S.*—Fenosarmația; *A*—Angara; *S*—Scutul sinic; *F*—Scutul Filipine.

„Challanger", 1969, a colectat roci scoase uneori de la adîncimi de 6 000 m și nicăieri vîrsta lor nu depășea 40—150 milioane de ani. În general rocile oceanice mai tinere se găsesc în lanțurile submarine mediane, iar spre marginea oceanului vîrsta crește.

D. G. Panov (1950) a propus, printre primii, ipoteza unității scoarței terestre atît în limitele continentelor cît și a oceanelor. În procesul

dezvoltării Globului au crescut continuu contrastele dintre structura continentelor şi cea a oceanelor. Una dintre cele mai importante faze de restructurare (pentru situaţia actuală) a avut loc, după Panov, în mezozoic, cînd s-au format actualele bazine oceanice. În neozoic s-au produs noi mişcări tectonice importante care au extins oceanele şi în unele locuri le-au adîncit.

V. V. Belousov (1954) consideră că actualele oceane au luat naştere prin „dizolvarea" stratului granitic, al unor continente mult mai mari decît cele de azi, de către magma bazică supraîncălzită ce venea din adîncuri. Este vorba de „bazaltizare", respectiv de o simplificare şi reducere a scoarţei, din cauza mişcărilor tectonice de continuă lăsare. După Gilluly am avea de-a face cu o „eroziune subcrustală a sialului", ce duce la reducerea acestuia şi deci la formarea oceanelor. Acelaşi lucru îl susţine şi Van Bemmelen (1956) şi anume că, în decursul subsidenţei, scoarţa poate suferi un proces de „oceanizare". Procesul are loc şi invers, în sensul că scoarţa, în timpul ridicării, suferă o granitizare („continentalizare").

Datele geofizice, obţinute în ultimii ani, confirmă tot mai mult părerea lui Belousov. Astfel, s-a dovedit că scoarţa terestră de sub Marea Caraibilor, Golful Mexic, Marea Neagră, Marea Mediterană, Marea Caspică are caracter oceanic. Este vorba, printre altele, şi de mări epicontinentale, unde, pînă acum, se credea că scoarţa e tipic continentală. În părţile cele mai adînci ale mărilor indicate, stratul granitic lipseşte, deşi în alte părţi grosimea stratului de tip continental are încă 20 km sub Marea Neagră şi Marea Caspică şi mult mai puţin sub Marea Mediterană. Or, se ştie sigur că aceste mări au funcţionat ca uscaturi în timpurile geologice.

Dar, exemplul, poate cel mai elocvent, de bazaltificare este adus de V. V. Tihomirov (1958). Este vorba de grabenul Mării Roşii, care a apărut prin ruperea unei platforme străvechi, la sfîrşitul mezozoicului. Era normal ca stratul sialic de pe fundul mării să fie egal cu cel al platformei ; or, prospecţiunile au dovedit că sialul lipseşte sub mare, fundul său avînd caracter oceanic.

Evoluţia spre „oceanizare" a scoarţei ar trece prin următoarele stadii : *mare epicontinentală, mare interioară* sau *marginală, bazin oceanic.* De aici, rezultă că adîncimile şi contururile oceanelor actuale sînt variabile şi relativ recente. În prezent, pare a se manifesta tendinţa de creştere a adîncimilor oceanice şi de extindere a suprafeţei lor, respectiv tendinţa de extindere a oceanizării scoarţei.

Capitolul VI

GEOMORFOLOGIA TECTONICĂ

Această parte a geomorfologiei se referă cu precădere la formele mari, principale, ale continentelor, atît sub aspect structural cît și morfologic. Din punct de vedere structural, se deosebesc, de obicei, două tipuri principale și unul de tranziție : geosinclinalele, platformele și depresiunile marginale (avant-fosele). Din punct de vedere morfologic continentele sînt formate din lanțuri de munți, podișuri, piemonturi și cîmpii. Forma acestor unități, evoluția și repartiția lor este în strînsă legătură cu principalele perioade de mișcări tectonice care au afectat diferitele porțiuni ale scoarței.

A. MIȘCĂRILE TECTONICE (CAUZE)

Prin mișcări tectonice se înțeleg deplasări ale materiei solide a scoarței, care duc, în general, la modificări structurale ale acesteia și care sînt produse de forțe interne și de gravitație[1].

Cauzele acestor mișcări sînt puțin cunoscute. Se presupune că ele sînt legate de : *forța centrifugă* (de rotație) a Pămîntului, *de forța gravitațională* (forța centripetă) și de diferențiere a substanței, *de izostazie*, de *forțele de convecție, contracție și dilatare.*

— *Forța centrifugă* poate să producă tensiuni în scoarță, fie datorită atracției Lunii, fie datorită schimbării polilor. Atracția Lunii, prin flu-

[1] Nu sînt cuprinse în mișcările tectonice: alunecările, prăbușirile sau modificările provocate de ghețari.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

xul (şi refluxul) repetat ce-l produce la trecerea prin meridianul locului, naşte tensiuni în scoarţă, tensiuni care se dirijează pe direcţia paralelelor. Paralelele în lungul cărora s-a calculat, matematic (M. S. Stovas, 1951), că trebuie să se producă mişcări tectonice, au fost denumite „paralele critice" (35°, 62°, 71°). Mai tîrziu, Katterfeld (1962) a calculat că există şi meridiane critice (60°E, 120°V, 150°E, 30°V).

Mişcările tectonice, legate de deplasarea polilor, modifică intensitatea locală a forţei centrifuge care se ştie, creşte spre ecuator. Modificările maxime se produc la latitudinile de 40°—45°. În acest caz, au loc nu numai mişcări ale scoarţei, dar şi modificări ale nivelului oceanului. Se admite, de obicei, că în zonele către care se vor apropia polii se va produce o regresiune şi viceversa (Hizanaşvili, 1960). Mutarea axei polilor se poate face atît datorită migrării materiei din interiorul scoarţei, cît şi datorită deplasării celei de suprafaţă, prin eroziune. Pentru a avea loc asemenea efecte, calculele au indicat, ca necesară, o deplasare a polilor chiar numai cu cîteva grade.

Mişcările tectonice, legate de rotirea Pămîntului explică, cu relativă uşurinţă, cîteva caractere morfologice actuale ale Pămîntului : preponderenţa maselor continentale în emisfera nordică, amplasarea şi direcţia principalelor sisteme muntoase etc.

— *Forţa gravitaţională* a dus la diferenţierea substratului primar, prin coborîrea elementelor cu greutate specifică mare şi ridicarea celorlalte. Această diferenţiere se aplică şi pungilor cu magmă în timpul procesului de cristalizare.

— *Izostazia,* după cum s-a arătat, reprezintă un echilibru al masei de sial, ce se manifestă prin mărirea sau micşorarea altitudinilor la suprafaţă. Ea poate produce mişcări sub diferite forme : fie prin reducerea sialului din interior, fie prin eroziune la suprafaţă, fie prin supraîncărcare cu calote glaciare etc. Se pare că izostazia ar duce la mişcări ce afectează numai suprafeţe foarte extinse din scoarţa terestră.

— *Curenţii de convecţie* sînt, de asemenea, admişi de unii autori, ca existînd, într-un mod specific, în partea inferioară a scoarţei. Ei ar ridica, spre suprafaţă, substanţa încălzită, din interior, provocînd mişcări tectonice.

— *Contracţia şi dilatarea* sînt admise fie separat, fie împreună şi sub forme diferite. Ele sînt puse în legătură cu forţe termice ce ar duce la crearea de cute. În prima sa formă, ipoteza contracţiei admitea apariţia Pămîntului într-o stare topită ; această idee este azi înlăturată de ştiinţă. Unii autori (D. T. Wilson) admit contractarea numai datorită erupţiilor de lavă, care ar reduce volumul interior. Există şi unele date astronomice, cu privire la frînarea vitezei de rotire a Pămîntului datorită fluxului (şi refluxului), care indică o contractare de 4,5 cm pe secol (N. N. Pariiski).

Ideea dilatării parţiale este susţinută de exemplu de V. V. Belousov. El consideră că dilatările ar avea loc datorită încălzirilor radioactive ; ele pot duce la crăpături ale scoarţei şi deci la mişcări.

Pe de altă parte este admisă și ideea dilatărilor și contractărilor periodice, cu rol egal. Odhener N. (1934) consideră că scoarța terestră, fiind depărtată de condițiile de echilibru termic din interior, suferă variații impuse de temperaturile din hidrosferă, atmosferă și din însăși scoarța. Ca urmare rocile se dilată și se contractă diferit, provocînd tensiuni în scoarță. Mai tîrziu V. I. Vernadski (1953) a atribuit hidrosferei un rol deosebit în ceea ce privește răcirea globului. El arată că pe fundul oceanului apa are o temperatură foarte scăzută, în timp ce tot aici, în scoarță, există un gradient geotermic foarte ridicat. De aici ar rezulta că pe fundul oceanelor și la marginea continentelor s-ar produce cele mai mari tensiuni de origine termică.

1. CLASIFICAREA MIȘCĂRILOR TECTONICE

Clasificarea mișcărilor tectonice se face de obicei după efectele ce le au asupra stratelor ce compun scoarța ; aceasta pentru faptul că originea lor este prea puțin cunoscută. În general, sînt folosite azi trei clasificări de bază : *mișcări orogene* și *epirogene* (epeirogene) ; mișcări *radiale* și *tangențiale ; mișcări oscilatorii, de cutare și rupturale.*

— Încă din 1890 K. Gilbert clasifică mișcările în *orogene* și *epirogene,* în sensul că primele ar da naștere la munți, iar secundele, la continente. Pe atunci se credea că mișcările orogene sînt repezi și ele duc, aproape concomitent, atît la cutarea intensă a stratelor cît și la înălțarea zonei respective ; se considera deci, că acest tip de mișcări crea munții atît sub aspect structural (cutări) cît și sub aspect morfologic. Forța de împingere era socotită laterală (tangențială) și de aici concomitența cutării și înălțării. Cercetările ulterioare au dovedit că mișcarea de ridicare se produce ulterior fazei de cutări intense.

Mișcările epirogenetice sînt cele care afectează un bloc continental în ansamblu, fără a-i produce modificări esențiale structurale. Cînd continentul se înalță, marginile sale (sau părțile joase) sînt afectate de regresiune marină și zone întregi din platforma continentală poate deveni uscat. De exemplu, dacă Europa s-ar ridica cu 50 m, Anglia nu ar mai fi o insulă. De aici, a apărut și denumirea acestor mișcări de „născătoare de continente". Cînd însă epirogeneza este negativă, au loc transgresiuni ; nu mai este vorba de naștere de continente, ci din contră de naștere de mări (unii autori au și propus termenul de mișcări „thallasogene").

Clasificarea aceasta, în mișcări orogene și epirogene, este încă larg folosită, deși înțelesul inițial este în general schimbat ; chiar mai mult, s-a propus ca termenul de orogeneză, în înțelesul că el cuprinde etapa formării cutelor și a marilor falii, să fie înlocuit cu *structogeneză.*

— Clasificarea mișcărilor în *radiale* și *tangențiale* este relativ similară cu cea anterioară. Primele ar duce la ridicări și coborîri (pe verticală) ale unor vaste mase continentale, inclusiv falieri (mișcări dis-

junctive). Secundele ar strînge, ca într-o menghine, fîşii întregi de strate, dînd naştere la cute, falii, încălecare, şariaje.

— Clasificarea care împarte mişcările tectonice în : *oscilatorii, de cutare* şi *rupturale,* aparţine lui V. V. Belousov (1954).

a) Mişcările oscilatorii se dezvoltă pe verticală, în sus sau în jos, şi pot afecta fie suprafeţe extinse, fie numai fîşii înguste. Ele se subdivid în oscilaţii generale şi ondulatorii.

Oscilaţiile generale nu modifică structura scoarţei şi pot fi de două feluri : *încete* şi *rapide.* Şi unele şi altele dau naştere la regresiuni sau transgresiuni, iar cele rapide produc, ca efect suplimentar, stratificarea sedimentelor.

Oscilaţiile ondulatorii dau naştere la cute de rază mare (îndoiri sau curbări), care modifică structura, nu însă într-un mod profund. Cînd mişcările ondulatorii sînt pozitive pot crea lanţuri muntoase sau podişuri ; cînd ele sînt negative duc la formarea de geosinclinale, sau de subgeosinclinale (pe platforme). În cadrul geosinclinalelor aceste mişcări creează, pe de o parte, zone coborîte (fose), iar pe de alta cordiliere ; ultimele sînt erodate puternic, iar primele sînt acumulate cu depozite foarte groase. Pe platforme, în subgeosinclinale, aceleaşi mişcări duc la delimitarea unor mari porţiuni mai ridicate (anteclize) şi altele mai coborîte (sineclize).

Mişcările oscilatorii negative care impun acumulări intense de sedimente, şi care pe parcurs se accentuează datorită însăşi greutăţii acestor depuneri, sînt numite, adesea în geologie, *mişcări de subsidenţă* ; ele au, în mare, aspect de epirogeneze negative.

b) Mişcările de cutare sînt acelea care ondulează puternic stratele (mişcări plicative), în condiţiile unui mediu în care rocile capătă caractere plastice. Cutele pot avea forme variate mergînd pînă la flexuri şi falii (rezultate din exagerarea cutelor), iar după unii autori pînă la şariaje.

c) Mişcările rupturale sînt deplasări verticale inverse ce duc la diaclazarea sau ruperea stratelor. Ele formează în principal falii, care pot fi foarte adînci, atingînd zeci sau sute de kilometri. Aceste mişcări creează aşa-numitele structuri blocuri, iar din punct de vedere morfologic: munţi bloc, grabene, platouri în trepte.

2. TIPURI DE MIŞCĂRI CU IMPORTANŢĂ PENTRU RELIEF

Clasificările de mai sus se referă adesea numai la efectul structural pe care-l au mişcările tectonice asupra stratelor şi mai puţin la efectele morfologice. De aceea, vom enumera, în continuare, tipurile principale de mişcări care au importanţă directă sau indirectă pentru relief.

Mişcările orogenetice (morfogenetice, macrooscilaţii, acroorogene) sînt cele care creează munţi. Se ştie că munţii (inclusiv cei cutaţi) iau naştere prin ridicări verticale şi nu prin mişcările ce duc la cutarea plas-

tică a stratelor ; de aceea s-a propus, în ultimul timp, înlocuirea termenului de orogeneză cu cel de *morfogeneză*. Acest ultim termen nu este încă încetăţenit, ba din contră, uneori noţiunea însăşi de orogeneză este concepută cu acest conţinut nou, de mişcări verticale ce ridică munţi. Faza de formare a munţilor urmează după faza de cutare sau de creare a structurilor muntoase (structogeneza).

Mişcările orogenetice afectează de obicei fîşii puternic alungite, din care rezultă lanţurile muntoase. Înălţările pot avea sens vertical propriu-zis (cu f a l i e r i pe margini), sau pot fi nişte c u t e f o a r t e m a r i cu o axă de maximă înălţare. Amplitudinea înălţării variază pe sectoare, după cum şi axa maximă poate prezenta discontinuităţi şi deplasări spre un flanc sau altul. În fine, de reţinut că înălţările „orogene" se fac pe etape, la început cu intensităţi mai mari, dar şi cu unele reveniri de sens negativ, iar mai apoi cu intensităţi tot mai scăzute. În cadrul zonelor muntoase, în ridicare, pot apărea şi porţiuni care momentan suferă c o b o r î r i puternice, iar mai apoi se pot încadra fondului general al înălţării ; sînt d e p r e s i u n i l e m o n t a n e interioare sau cele marginale de tip golf.

Mişcările morfogenetice pot afecta şi regiuni vechi de platformă, fracturînd şi înălţînd puternic unele porţiuni din care rezultă platouri înalte sau m u n ţ i b l o c.

Mişcările ce creează munţi declanşează totodată şi o eroziune externă puternică, diversificată local de etajele climatice.

Mişcările de tip epirogenetic sînt cele care înalţă regiuni extinse din continente şi platformele continentale. Ele pot fi pozitive sau negative şi în general au amplitudini reduse. Epirogenezele pozitive scot suprafeţe extinse de sub apele mării, extinzînd puternic regiunile de cîmpie sau de podişuri joase. Ele duc, de asemenea, la adîncirea văilor, la formarea de terase. Epirogenezele negative provoacă transgresiuni, care reduc zonele de cîmpie, formează multe golfuri, limane şi în general frînează eroziunea apelor curgătoare, intensificînd acumulările.

Mişcările izostatice au caracter de echilibru compensatoriu şi se manifestă fie pe spaţii foarte mari (epirogenetic), fie pe spaţii mai restrînse. În ultimul caz aspectul de echilibru compensatoriu este mult mai evident şi poate avea următoarele forme : lăsări compensatorii prin plecarea unor lave (eruperea lor la zi, sau migrarea laterală) ; eroziunea unei zone care se ridică şi coborîrea alteia care se acumulează (subsidenţă) ; izostazie glaciară, cu lăsări ale regiunilor ocupate de calota glaciară şi cu înălţări, ale aceleiaşi zone, după dispariţia gheţii. Izostazia glaciară poate duce şi la înălţări compensatorii în zonele din faţa calotelor. Aşa de exemplu, lăsările din zona Scandinavă şi Cîmpia germano-poloneză puteau duce la înălţări ale Europei centrale şi sudice, inclusiv Carpaţii care, în felul acesta, au putut depăşi pe alocuri limita zăpezilor veşnice.

Pentru eroziune ele au acelaşi efect ca şi mişcările epirogenetice.

Vulcanismul, înțeles în sensul de venire a lavelor din interior la suprafață, construiește, prin acumulare și explozii, forme specifice — vulcanii. Fenomenele vulcanice însoțesc de obicei mișcările de formare a munților, sau, în orice caz, au loc pe liniile de fracturi adînci sau foarte adînci ale scoarței.

Cutremurele sînt zguduiri bruște ale scoarței, care au focarele la diferite adîncimi, mergînd chiar pînă la 700 km în interior. Ele se localizează tot pe principalele fracturi și discontinuități ale scoarței. Foarte frecvente sînt în jurul Pacificului și pe linia mediteranelor (mediterana Asiatică, Marea Moartă, Marea Roșie, Marea Mediterană, mediterana Americană). Ca formă de manifestare externă, cutremurele pot fi lineare (se simt pe direcția unui sistem de falii), centrale (cuprind suprafețe limitate, sînt scurte, dar puternice), areale (epicentru adînc și aparent difuz).

Cutremurele pot provoca prăbușiri și alunecări de terenuri, crăpături și falieri, modificări ale liniei de țărm, distrugeri de așezări, de baraje etc. Foarte periculoase sînt cutremurele submarine, deoarece provoacă acele valuri uriașe (țunami) care pot face înconjurul Pămîntului, iar cînd ajung la țărm provoacă adevărate cataclisme.

Mișcările eustatice sînt ridicările și coborîrile nivelului oceanului planetar. Ele nu intră în categoria mișcărilor tectonice, deoarece nu deplasează materie solidă. Pentru geomorfologie ele produc însă, aproximativ aceleași efecte ca și mișcările epirogenetice. În timpul mișcărilor eustatice negative au loc regresiuni, cîmpiile se măresc pe seama platformei continentale, apele curgătoare se adîncesc, eroziunea se accentuează. În timpul eustatismului pozitiv se produc transgresiuni, platforma continentală se extinde în uscat, cîmpiile se reduc, se formează golfuri și limane, acumulările se intensifică.

Eustatismul este provocat de schimbările climatice și de modificările raportului dintre apa hidrosferei și cea din rocile scoarței. Primul caz mai este cunoscut și sub denumirea de eustatism glaciar. Se admite că în timpul glaciațiunilor, din cauza unei mari cantități de apă blocată în calote, nivelul oceanului scade (eustatism negativ). În interglaciar, cînd se topesc calotele, are loc un eustatism pozitiv. Amplitudinea acestor variații de nivel a fost calculată, ca posibilă pînă la peste 100 m (după alți autori între —100+100 m). Amploarea reală a lor, după efectele morfologice, pare însă mult mai redusă. Sînt autori ce admit că odată cu plecarea unei cantități așa de mari de apă din ocean, are loc și o ridicare compensatorie a fundului acestuia (după unii impusă chiar de lăsările scoarței din zonele glaciare), ceea ce face ca eustatismul negativ să aibă o amploare redusă. În mod invers se produce și reducerea eustatismului pozitiv.

Apa din cadrul rocilor ce alcătuiesc scoarța joacă de asemenea un rol important în mișcările eustatice. Datorită fenomenelor termice, chimice și tectonice ea poate suferi regrupări, uneori rămînînd cantități im-

portante în scoarță, alteori eliberîndu-se în parte și trecînd în hidrosferă.

Pînă în prezent, eustatismul a fost constatat ca fapt, dar amplitudinea lui nu a fost precizată cu siguranță.

3. ELEMENTELE STRUCTURALE ȘI MORFOLOGICE ALE CONTINENTELOR

Scoarța continentală este formată din două elemente structurale de bază și anume : zonele de *orogen* și *platformele*. La ele se adaugă și un element de tranziție — *avantfosele* sau depresiunile marginale. Zonele de orogen rezultă din geosinclinale, iar sub aspect morfologic dau *lanțurile muntoase ;* platformele, după altitudinea lor pot fi : *cîmpii, podișuri, platforme continentale* (submarine). Exemple de platformă pot fi citate : Cîmpia Română, Dobrogea, Podișul Moldovenesc, Cîmpia Rusă. Exemple de geosinclinale, ajunse în stadiul de munte (stadiul de „orogen", după geologi), sînt : Carpații, Alpii, Himalaia etc. Un exemplu de geosinclinal în stadiul embrionar este zona insulelor indoneziene din Oceanul Pacific. Exemplu de avantfosă : depresiunea situată între Carpați și platformele din față (Moldovenească, Dobrogeană, Getică), depresiune din care s-au format Subcarpații și, în parte, piemonturile.

Diferența esențială între cele două mari tipuri de forme constă în : rigiditatea platformelor față de mișcările scoarței, în raport cu mobilitatea geosinclinalelor, mobilitate ce se manifestă prin cutări, falieri puternice, înălțări de mare amploare și scufundări, vulcanism și magmatism. În sens evolutiv însă, există o strînsă legătură între geosinclinale și platforme, primele transformîndu-se în platforme după o îndelungată dezvoltare.

B. GEOSINCLINALELE. FORMAREA MUNȚILOR

P. Fourmarier (1947) face următoarea distincție : geosinclinalul este o zonă de sedimentare maximă, de formă alungită, dispusă paralel cu o masă continentală ; tectogenul este o zonă ce se suprapune, în general, pe geosinclinal, dar este puternic dislocat, formațiunile sedimentare fiind deranjate din starea lor inițială prin formarea de cute, falii, șariaje ; cînd tectogenul începe să se ridice, depășind nivelul mării, fiind atacat de eroziune, atunci el devine un orogen sau un lanț cutat. Geosinclinalele sînt, deci, regiuni mobile ale scoarței terestre, avînd o formă foarte alungită. Există două feluri de geosinclinale: de *tip circumpacific,* reprezentat printr-un sistem de fose alungite, si-

tuate la marginea unei zone continentale şi de *tip mediteranean,* reprezentat prin arii de lăsare cuprinse între două zone continentale. Geosinclinalele se caracterizează printr-un ciclu evolutiv complicat, care poartă numele de *eră tectonică.* Ciclul acesta începe printr-o scufundare şi acumulare de sedimente, urmează o cutare intensă de tip plastic şi apoi o înălţare ce creează lanţul muntos.

Geosinclinalele au următoarele caracteristici esenţiale :

— mobilitate mare, adică mişcări intense de ridicare şi coborîre care se pot inversa, pe parcursul timpului, pentru un acelaşi loc ; mişcarea poate atinge cîţiva milimetri sau chiar centimetri pe an ;

— grosimea mare a depozitelor ;

— cutare puternică în tot spaţiul geosinclinal ; cutele sînt în general lineare, avînd formă de anticlinale şi sinclinale normale, deversate sau chiar încălecări şi şariaje ;

— dezvoltarea largă a metamorfismului ;

— dezvoltarea mare a magmatismului (intrusiv şi extrusiv).

Evoluţia geosinclinalelor se face printr-un şir de etape şi faze înlănţuite, pe parcursul cărora se deosebeşte un sens descendent şi altul ascendent (fig. 7). Acestea diferă de la un autor la altul, cei mai mulţi admiţînd totuşi două etape principale.

a) *Etapa de scufundare,* sau evoluţia descendentă (numită de Stille faza de evoluţie), este perioada de timp cînd, prin lăsări continue, ia naştere o depresiune longitudinală tot mai adîncă, în care se acumulează cantităţi mari de sedimente.

Locul de dezvoltare al geosinclinalelor pare să fie determinat de aşa-numitele fracturi de adîncime. Acestea au o mare extindere nu numai pe verticală, dar şi în suprafaţă ; ele dirijează atît venirea magmelor spre suprafaţă cît şi depunerea sedimentelor.

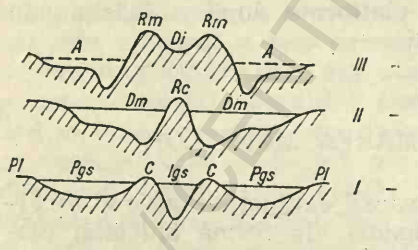


Fig. 7 — Schema evoluţiei unui geosinclinal (după V. V. Belousov):

Pl — Platformă; *Pgs* — fosă (parageosinclinal); *C* — cordilieră (intrageanticlinal); *Igs* — fosă internă (intrageosinclinal); *Rc* — ridicarea centrală (cordilieră centrală); *Dm* — depresiune marginală (avantfosă); *Rm* — ridicarea marginală; *Di* — depresiune internă; *A* — avantfosă; *I* — stadiul scufundărilor; *II* — stadiul ridicărilor — inversiune; *III* — stadiul final.

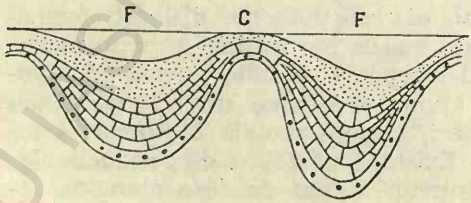


Fig. 8 — Sedimentarea în fose şi cordiliere.

Caracteristic acestei faze este predominanţa mişcărilor de scufundare şi o sedimentare intensă, care tinde să compenseze mişcarea de lăsare (subsidenţă pronunţată). Datorită scufundărilor au loc transgresiuni marine. Sedimentarea începe cu formaţiuni terigene subţiri (de ex. conglomeratele permotriasice din Carpaţi) şi apoi trece la formaţiuni marine calcaroase (de exemplu calcarele triasice şi jurasice din Carpaţi). Magmatismul din această etapă are un caracter bazic (Sima) şi corespunde fracturilor formate în faza distensiunii maxime a constituirii geosinclinalului (de ex. ofiolitele carpatice, formate din melafire şi diabaze). Cauzele subsidenţei pronunţate sînt puse pe seama unor curenţi subcrustali şi a variaţiei razei scoarţei în raport cu cea a sîmburelui (P. Fourmarier, 1947).

În procesul general de scufundare se conturează unele zone care se adîncesc continuu, denumite fose şi altele mai ridicate — cordiliere (fig. 8).

Fosele poartă denumiri foarte variate de la un autor la altul : intrageosinclinale (V. V. Belousov), jgheaburi (Aubouin), geosinclinale (N. Şatski). Ele sînt nişte depresiuni lungi şi în general înguste, care suferă scufundări pronunţate ; în ele se acumulează grosimi mari de sedimente fine şi vulcanogene, într-o coloană neîntreruptă.

Cordilierele sînt aliniamentele mai înălţate ale geosinclinalelor. Se mai numesc : intrageanticlinale (Belousov), geanticlinale (Şatski), riduri (Aubouin). Ele delimitează fosele şi au următoarele caractere: sedimentele au grosimi mult mai reduse şi prezintă adesea discordanţe; domină uneori rocile detritice grosiere ; prezintă o tendinţă de înălţare, pe fondul general al scufundărilor.

Între fose şi cordiliere pot exista chiar inversiuni, unele transformîndu-se în celelalte. Tendinţa generală însă, în această etapă este de lărgire a foselor în dauna cordilierelor şi a platformelor vecine.

b) *Etapa de ridicare* (faza de revoluţie, după H. Stille) are drept caracteristică esenţială dominarea înălţărilor. Trecerea, între cele două etape, se face printr-o fază de inversiune care se materializează prin aceea că lăsările generale sînt înlocuite prin înălţări, iar fosa principală se transformă într-o cordilieră sau ridicare centrală. Mişcările principale ce au loc sînt următoarele : cutări şi şariaje, urcarea maselor profunde după principiul izostaziei, alunecări puternice provocate de gravitaţie (tectonică de scurgere).

Această etapă poate fi subdivizată în cîteva faze.

Prima este *faza de inversiune*, avînd caracterele mai sus indicate. Cutarea sa intensifică o dată cu inversarea sensului general al mişcărilor. Are loc un magmatism puternic sinstructogen, materializat prin intruziuni granitice, cu aspect de batholite. Aşa sînt de ex. granitele autohtonului danubian sau cel din Dobrogea. Unii autori consideră că tocmai pătrunderea acestor mase puternice de granit, în interiorul sedimentelor din fose, constituie cauza care declanşează inversarea mişcării, respectiv înălţarea. Alţii consideră că granitizarea este un proces metamorfic şi deci, metamorfismul ar provoca înălţarea.

Teoria brazdelor sau jgheaburilor (sillon) „tectogene" explică în alt mod aceste ridicări. Este vorba de niște fose imense, ce însoțesc ghirlandele insulare cu aspect de cordilieră și care se continuă în adîncime cu un plan de rupere oblic ce poate atinge 700 km[1] (fig. 9). De exemplu,

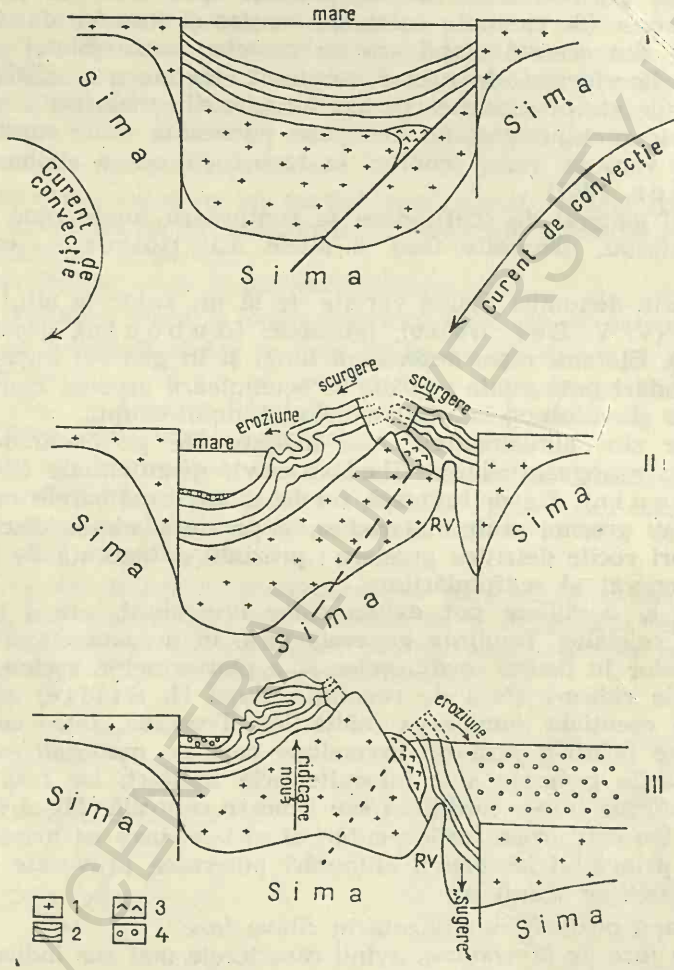


Fig. 9 — Orogeneza unui lanț alpin după ipotezele cutei tectogene și a tectonicii de gravitație:

1 — granit; *2* — roci sedimentare; *3* — roci metamorfozate; *4* — molasă, roci detritice provenind din eroziunea lanțului; *Rv* — roci verzi. Se remarcă migrarea geotumorilor de la dreapta la stînga. Linia oblică reprezintă planul de forfecare pe care se produc cutremurele profunde. Ea se cicatrizează în timpul orogenezei (linie întreruptă apoi linie punctată) (după M. Derruau).

[1] Noțiunea de „tectogen" tinde să înlocuiască pe cea de „geosinclinal".

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ghirlanda insulelor indoneziene este însoţită de un asemenea „tectogen" de circa 10 km adîncime, care pare a fi rezultatul unui plan de rupere ; el merge oblic şi nu vertical, cu o pantă de aproximativ 55°, pînă pe la 700 km adîncime. „Tectogenele" sînt situate în zone cu anomalii gravitaţionale negative, ceea ce solicită, cu timpul, o compensare izostatică. Insuficienţa gravitaţională este explicată prin acumularea, în aceste zone, a unor mari cantităţi de materie „uşoară", respectiv de tip granitic sau sial. Este posibil ca, în bază, o parte din acest sial să fie „erodat" sau bazaltizat. La un moment dat compensarea izostatică impune ridicarea sialului acumulat în fosă. Înălţarea se face prin deplasarea blocurilor granitice, în sus şi lateral, pe planul de rupere, ridicînd totodată şi sedimentele de deasupra (fig. 9, *II*). Cu timpul cicatricea granitică se sudează (fig. 9, *III*).

În această fază are loc cutarea depozitelor din fose şi cordiliere sau ceea ce obişnuit se numeşte orogeneză. Cutările sînt puternice, cu deversări ce merg pînă la şariaje. Tocmai în acest timp de cutare se depun (sau se formează) şi batolitele granitice[1]. La marginea lor pot apărea un fel de noi geosinclinale (parageosinclinale), către care migrează sedimentarea. Sedimentarea tipică din această fază este aceea de f l i ş. Este vorba de formaţiuni detritice, marine, cu o sedimentare ritmică, rezultată atît din inversarea continuă a mişcărilor, cît şi din marea turbiditate a apelor ; turbiditatea este cauzată de pantele mari dintre fose şi cordiliere. Depunerea flişului se face la adîncimi mai mari de 200 m, deoarece nu prezintă urme de valuri. Pe marginile cordilierei formaţiunile de fliş au urme de alunecări submarine, blocuri lipsite de rulare etc. ; este aşa-numitul wildflysch (fliş sălbatic). Depunerea flişului precede faze de noi cutări (orogeneză), iar sedimentarea sa se poate deplasa spre exterior, indicînd tendinţa de migrare a cutărilor.

Începînd cu această fază, geosinclinalele se subdivid în z o n e, s e c t o a r e sau a r c u r i care vor avea o istorie mai mult sau mai puţin aparte.

Faza de închidere a geosinclinalului propriu-zis, atunci cînd orogeneza încetează. Apare o depresiune marginală care migrează spre exterior ; este o fosă reziduală sau a v a n t - f o s ă. Aici continuă sedimentarea, paralel cu ridicarea catenelor centrale. *Catenele* sînt formate din a n t i c l i n o r i i şi s i n c l i n o r i i. Primele au luat naştere din cordiliere iar secundele din fose ; este vorba de fascicule de cute cu aspect general de sinclinal sau anticlinal, care nu mai sînt reversibile ca pînă acum. Cordilierele, respectiv părţile mai înălţate, se lăţesc tot mai mult pe seama depresiunilor marginale, care se reduc dar şi migrează lateral. Pe zona ridicată se formează o reţea hidrografică organizată ; eroziunea este intensă, pot avea loc peneplenări parţiale. În această fază apar uneori şi d e p r e s i u n i i n t e r n e, care iau naş-

[1] După această orogeneză, se consolidează în parte fosa şi cordiliera centrală, care se ridică deasupra mării.

tere prin scufundarea compensatorie a unor „masive mediane" (de exemplu, Transilvania, Depresiunea Panonică).

Avantfosa are caracter subsident şi în ea se depun formaţiuni detritice grosiere, ce alcătuiesc aşa-numita m o l a s ă, care este mult mai groasă decît flişul. Sedimentarea se face uneori la adîncimi foarte mici, avînd caracter încrucişat şi chiar strate de origine vegetală — cărbuni. În interiorul acestor formaţiuni apar d i s c o r d a n ţ e. Părţi din avantfosă, sau chiar din depresiunile interne se pot izola temporar de ocean, căpătînd regim l a g u n a r. În aceste condiţii, sedimentele capătă caracter salmastru, lacustru, continental, sau din contră se pot depune evaporite (sare, gips). Ciclul sedimentar al avant-fosei se încheie cu depuneri tot mai grosiere, de tip conglomeratic, p i e m o n t a n. În ultima parte a fazei, pragurile de platformă (continentale) care mărgineau geosinclinalul se scufundă lent; avant-fosa se măreşte, apărînd astfel şi flancul extern al acesteia, dispus pe platformă (fig. 10).

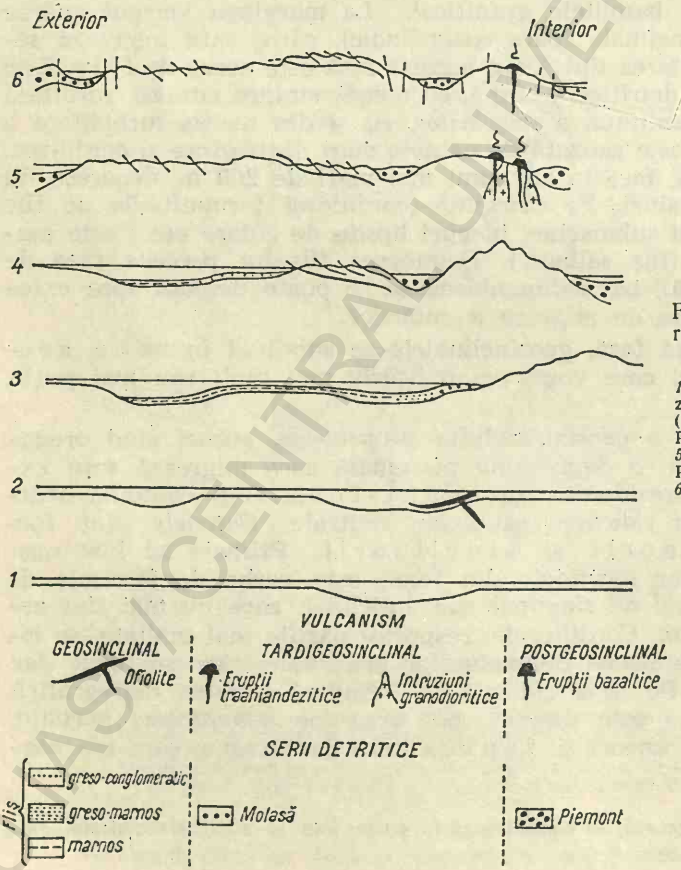


Fig. 10 — Evoluţia une regiuni geosinclinale. Perioada geosinclinală:

1—2 — etapa de individualizare; *3* — etapa de colmatare (fliş); *4* — etapa de orogeneză. Perioada geosinclinală tîrzie; *5* — molasă în avantfosă Perioada postgeosinclinală. *6* — scufundări şi ridicări; (după J. Aubouin).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Magmatismul este prezent și în această fază, dar numai pe zone de fractură (magmatism posttectonic). Așa spre exemplu sînt banatitele din Munții Apuseni, erupte în faza laramică.

Faza ridicărilor în bloc, cînd geosinclinalul trece efectiv într-un lanț muntos. Se mai numește și faza postorogenă sau de echilibru izostatic. Cutările în general au încetat. Regiunile exondate se extind pe suprafețe imense, cuprinzînd și avant-fosa. Acum apar piemonturile ca formă de relief. Catena centrală se poate falia și iau naștere depresiuni interne sau bazine postectonice. Ele se situează în partea axială a munților (Petroșani, Brașov, Comănești) și sînt colmatate cu așa-numitele formațiuni de depresiune, în care se intercalează uneori cărbuni.

Ridicarea munților nu se face deodată, dar în general devine tot mai uniformă pe spații mari. Ea contribuie însă la sudarea unor sectoare care s-au cutat adesea independent.

1. TRANSFORMAREA MUNTELUI ÎN PENEPLENĂ. MASIVELE MUNTOASE

Procesul de ridicare al munților este însoțit de o puternică eroziune ; morfogeneza sau formarea de reliefuri se manifestă acum din plin. Evoluția este îndelungată și pe etape, dominînd, în morfogeneză, cînd înălțarea, cînd eroziunea. Pe marginea muntelui sau chiar în interior, pot apărea trepte sau suprafețe de eroziune, cu extindere variabilă. Cu timpul însă, edificiul muntos devine tot mai rigid, mobilitatea fostului geosinclinal se „consumă", mișcările de ridicare încetează. Eroziunea rămîne factorul principal al morfogenezei ; ea îndepărtează stiva materialelor ce depășește nivelul de bază al eroziunii (nivelul oceanului) și transformă muntele într-o *peneplenă* („aproape — cîmpie"), care se atașează platformelor rigide continentale.

Se obișnuiește a se da numele de *lanțuri muntoase* acelor ridicături puternice, care se alungesc în mod aproape continuu pe sute și mii de kilometri. Așa sînt de exemplu, lanțul Alpin, Carpatic etc., sau lanțul Alpino-Carpato-Himalaian. În această categorie intră, aproape în exclusivitate, munții ce s-au format în ultima eră tectonică, cunoscută sub denumirea de orogeneza alpină.

Există însă și o altă serie de munți, în general cu altitudini mai joase și relativ izolați, cunoscuți sub denumirea de masive muntoase sau *masive vechi.* Așa sînt spre exemplu : Masivul Central Francez, Vosgi, Appalași etc. Aceștia aparțin unor etape orogenetice mai vechi (obișnuit hercinice) ; ei au trecut prin faza de lanț muntos, au fost peneplenați și, mai recent, unele blocuri din aceste peneplene au fost înăl-

ţate, luînd formă de masive muntoase. Altitudinile lor, cele mai obişnuite, sînt între 500 şi 1500 m. Este de remarcat că, denumirea de munţi vechi, care se dă adesea acestor masive, este cu totul neindicată din punct de vedere morfologic. Prin munte se înţelege o zonă înălţată, iar adjectivul de nou sau vechi trebuie să se refere la timpul cînd a avut loc înălţarea ce a făcut din porţiunea respectivă un munte. Or, aproape toate masivele „vechi" au căpătat aspectul actual, de munte, prin înălţările ce au avut loc în aceeaşi etapă cu ridicările lanţului Alpino-Himalaian. Mai veche decît acest lanţ este numai formarea şi consolidarea structurii lor interne, care s-a făcut în orogeneza hercinică sau anterior. Dar, structură nu înseamnă neapărat şi o anumită formă de relief, respectiv munte. Şi aceasta, cu atît mai mult, cu cît cea mai mare parte din aceste structuri vechi nu sînt azi munţi, ci platforme sau fundament al unor bazine sedimentare. Mai indicată este deci denumirea de *masive muntoase.*

Sub aspect structural, masivele muntoase se aseamănă cu platformele ; ele sînt formate dintr-un e t a j i n f e r i o r, cutat şi consolidat într-o orogeneză veche, şi un e t a j s u p e r i o r, mai nou şi în general necutat, cel mult faliat. Între cele două etaje există un plan net de discordanţă, este *peneplena fosilizată.* Etajul superior poate să şi lipsească.

2. PRINCIPALELE ERE TECTONICE

Actuala scoarţă continentală a luat naştere printr-o succesiune de cicluri evolutive, cunoscute sub denumirea de ere tectonice[1]. O eră se compune din mai multe etape : *litogeneza* sau sedimentarea, *orogeneza* sau cutarea (structogeneza), *epirogeneza* sau înălţarea şi *gliptogeneza* sau erodarea (peneplenizarea). În lanţul evolutiv al proceselor, etapele de mai sus se întrepătrund sau pot exista, spre exemplu, într-o etapă tectonică, mai multe faze de cutare, şi nu una singură. Denumirea etapei se face adesea după orogeneza principală.

După cum se ştie, vîrsta scoarţei terestre este împărţită, de perioada cambriană, după criterii de viaţă (fosile), în două. Partea cea mai veche, p r e c a m b r i a n u l, se subdivide în a r h a i c (ţine de la ± 3 000 milioane ani pînă la ± 1 500 milioane ani) şi p r o t e r o z o i c (± 1 500 milioane ani, pînă la 335 milioane ani). Proterozoicul este cunoscut şi sub denumirea de algonkian şi cuprinde, la rîndul său, proterozoicul vechi şi nou. Ultimul se subdivide în jotnian şi infracambrian (eocambrian, riphean, sinean).

Sub aspect tectonic, în precambrian s-au descifrat trei orogeneze ce se păstrează încă distinct în sedimente : l a u r e n t i a n ă, a l g o m i a n ă şi a s s y n t i c ă. Ele au fost deduse după discordanţele principale, care

[1] Nu se confundă cu erele obişnuite geologice.

se întîlnesc de obicei între arhaic şi proterozoic, proterozoicul vechi şi nou şi între infracambrian şi cambrian. După H. Stille, pînă la sfîrşitul proterozoicului inferior scoarţa avea caracter preponderent de geosinclinal ; în acest timp ea capătă o primă consolidare generală, formînd un continent relativ unitar — „Megagea". Unii autori admit că această consolidare s-a făcut printr-o serie de aproape 20 de ere tectonice, care s-au derulat de la apariţia primei scoarţe, adică aproximativ acum 3—4 miliarde de ani. După alţi autori, consolidarea primei scoarţe s-a făcut oarecum deodată.

La sfîrşitul proterozoicului vechi are loc cutarea algomiană, urmată de o peneplenare puternică, constatată în toate blocurile continentale. Scoarţa, proaspăt consolidată, este apoi împărţită în *blocuri* printr-o serie de fose, în care vor pătrunde apele infracambrianului.

Aceste prime ere tectonice au dus la formarea celor mai vechi zone continentale actuale, cunoscute sub denumirea de *scuturi.* În emisfera sudică a Globului, uscatul constituia o mare unitate — *Gondvana,* la care se adaugă şi scutul *antarctic.* Din Gondvana s-au despărţit mai apoi : scutul brazilian, scutul african împreună cu Arabia şi Madagascar, India peninsulară, scutul australian (fig. 11).

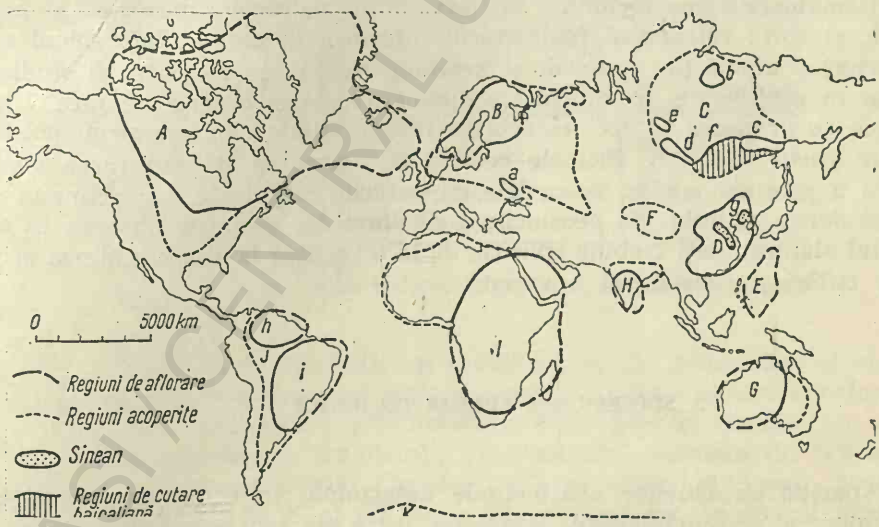


Fig. 11 — Răspîndirea scuturilor continentale:

A — Scutul canadian; Fenosarmaţia; *B* — Scutul baltic: *a* — masivul ucrainean; *C* — Scutul siberian; *b* — masivul Anabar; *c*—masivul Aldan; *d* — Saianul oriental; *e* — zona baikaliană Ienisei; *f* — zona baikaliană Iablonoi — Stanovoi; *D* — Scutul sinic; *g* — zone de sinean; *E* — masivul Filipine; *F* — masivul Tibet; *G* — Scutul australian; *H* — Scutul indian; *I* — Scutul african; *J* — Scutul brazilian; *h* — masivul Guyanei; *i* — masivul brazilian: *K* — Scutul antarctic (după Emilia Saulea).

În emisfera nordică s-au format următoarele scuturi : scutul *baltic* (ocupă azi Finlanda și E peninsulei Scandinave), scutul *canadian* (ocupă Canada și parte din Groenlanda), scutul *siberian* (cuprinde zona dintre Baical, Lena și Enisei, cunoscută sub denumirea de platforma siberiană), scutul *sinic* (ocupă partea de N a Chinei pînă spre Coreea), scutul *Filipinelor*. De obicei, denumirea de scut se dă numai acolo unde structura veche, precambriană, apare la zi, cum ar fi scutul baltic sau cel canadian ; în rest, se întrebuințează denumirea de *platforme* (uneori „plite").

Înainte de infracambrian se produce cea mai puternică peneplenizare a acestor cutări. Sedimentele infracambrianului constituie cuvertura imediat superioară a lor. În aceste sedimente, se întîlnesc și acele „conglomerate" glaciare (tillite), ceea ce denotă și o fază cu calote glaciare. Unele zone de sedimentare ale infracambrianului au căpătat chiar caracter de fose, devenind geosinclinale ; o parte din formațiunile acestora au fost cutate în așa-numita fază assyntică (precambriană) sau baikaliană (care este chiar cambriană — în fosa Altaiului).

Tot în erele tectonice precambriene, pare a se fi metamorfozat și majoritatea șisturilor cristaline, care se găsesc în axul unor masive din lanțul hercinic și din lanțul alpino-carpato-himalaian.

Următoarele ere tectonice se dezvoltă în paleozoic, mezozoic și neozoic și sînt : *caledonică* (paleozoicul inferior), *hercinică* (paleozoicul superior) și *alpină* (în mezozoic și neozoic). Aceste ere au putut fi studiate mai în profunzine, în cadrul lor distingîndu-se și o serie de faze. Ultimele se grupează în trei categorii : *faze preliminarii, faze principale* și *faze finale* (fig. 12). Primele coincid cu formarea și conturarea generală a geosinclinalelor, secundele cu cutările principale, iar ultimele cu închiderea stadiului de geosinclinal. Ordinea lor se poate observa în tabelul alăturat, deși trebuie spus că, de la o regiune la alta, vechimea acestor cutări și consolidări a variat.

3. SUCCESIUNEA ERELOR TECTONICE

Apariția structurilor continentale determină, în continuare, locul de formare al geosinclinalului, și anume, între ele sau la marginea lor. Viitoarele arii mari geosinclinale se conturează la începutul paleozoicului sau, unele chiar din infracambrian. Acestea sînt : *geosinclinalul Europei nordice* cu două ramuri : ardeno-poloneză și scandinavă (situată între partea de V și SV a scutului baltic și regiunea Hebridelor) ; *geosincli-*

VÎRSTA FAZELOR			FAZELE OROGENE	ERA TECTONICĂ	POZIȚIA FAZEI
NEOZOIC = 70 mil. ani	Cuat. 1m.a.	pleistocen	valahă (pasadenă)	ALPINĂ	finală
	Neogen 28 mil. ani	levantin	rodanică		»
		dacian			
		pontian			
		meoțian	attică		»
		sarmațian			
		tortonian	moldavică		
		helvețian	stirică nouă		»
		burdigalian	stirică veche		principală
	47 m.a	oligocen	savică		»
		eocen	pireneică		»
			laramică		»
MEZOZOIC = 150 m.a.	Cretacic 65 mil. a	senonian	subhercinică		»
		turonian			
		cenomanian	austrică		»
		cret. inferior	kimmerică nouă		preliminară
	45	jurasic	kimmerică veche		»
	40	triasic			
PALEOZOIC = 335 mil. ani	25 m.a.	permian sup.	palatină	HERCINICĂ	finală
		permian inf.	saalică (apalașiană)		»
	55 m.a.	carbonifer sup.	asturică		principală
		carbonifer mijl.	sudetă		»
		carbonifer inf.	bretonă		»
	55 m.a.	devonian sup.	devoniană mijl.		preliminară
		devonian mijl.			
		devonian inf.	erică	CALEDONICĂ	finală
	40 m.a	ludlovian	ardenică		principală
		silurian infer.			
	80	ordovician	taconică		»
	80	cambrian	sardică		preliminară

Fig. 12 — Erele și fazele tectonice în paleozoic, mezozoic și neozoic.

nalul uralian (între scutul baltic și scutul siberian) ; *geosinclinalul altaic* (între scutul siberian și scutul sinic și tibetan) ; *geosinclinalul appalașian* (în SE scutului canadian) ; *geosinclinalul Stîncoșilor și Anzilor* (în vestul scutului canadian și brazilian) ; *geosinclinalul marocan* (în NV scutului african) ; *geosinclinalul Capului* (la S de scutul African) ; *geosinclinalul tasmanian* (la E și SE de scutul australian). În cadrul acestor geosinclinale, acumulările de sedimente și mai ales orogenezele se vor desfășura în mai multe faze și etape începînd de obicei de la marginea continentelor. Ele vor consolida și înălța o serie de șiruri muntoase, care, pe măsură ce se vor peneplena, se vor alipi scuturărilor, întregind ariile continentale de platformă. Cu acest timp, evoluția de tip geo-

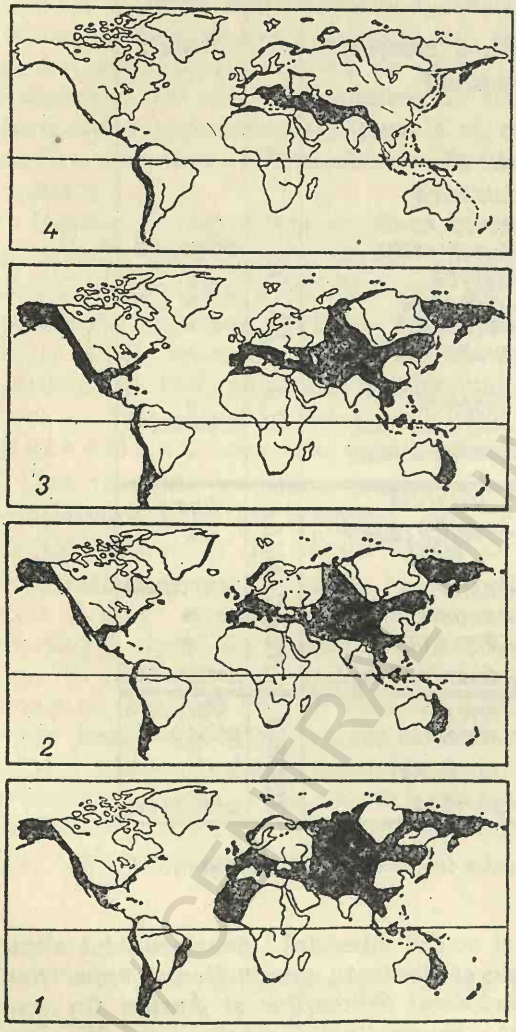


Fig. 13 — Regiunile geosinclinale (negru) și platformele (alb) pe suprafața continentelor actuale în diferite intervale geologice:

1 — sfîrșitul erei proterozoice; *2* — ordovician și silurian; *3* — devonian și carbonifer; *4* — terțiar (după N. S. Șatski, 1964).

sinclinal și platformă se conturează pregnant (fig. 13).

— *Cutările caledonice* au loc mai ales în ordovician — silurian, fiind prima orogeneză a seriei geosinclinalelor paleozoice. Ea se desfășoară la marginea scuturilor continentale. În cadrul geosinclinalului scandinav evoluția se face pînă la închiderea fazei de geosinclinal, respectiv consolidarea acestor zone. În celelalte geosinclinale, evoluția este parțială (apalașian, ardeno-polonez, altai, tasmanian). După orogeneza caledonică, respectiv odată cu consolidarea catenei scandinave și groenlandeze se sudează, prin intermediul acestora, scutul baltic, canadian și zona Hebridelor, formînd o singură platformă — platforma nord Atlantică.

Lanțurile muntoase caledonice s-au situat la marginea scuturilor ; după consolidare, ele se vor peneplena și se vor alătura acestora, devenind platforme.

Azi, regiunile caledonice pot apărea ca masive, la zi, dar mai ales ca platforme deasupra cărora se găsește o pătură groasă de sedimente. În Europa, caledonidele sînt prinse între platforma Est-Europeană (Cîmpia Rusă, Finlanda și Suedia) și platforma Eria (zona Hebridelor). Cea mai reprezentativă este zona Alpilor Scandinavi (alipită părții de V a scutului baltic) de aici se continuă în partea de V a arhipelagului Spitzberg și în E Groenlandei;

cuprinde de asemenea Scoţia şi Ţara Galilor. Înălţimile mari, de pînă la 2500 m, pe care le au Alpii Scandinaviei, sînt rezultatul ridicărilor din timpul erei apline şi mai ales al ridicărilor izostatice postglaciare.

În Asia, evoluţia geosinclinalului caledonic nu s-a închis, ci s-a continuat în mare parte în era hercinică. Unele zone de cutări caledonice se întîlnesc totuşi, ca nuclee, în cutările următoare hercinice. Aşa sînt nucleele caledonice din peninsula Taimîr, Kazahstanul central, din Saian şi Alatau.

În America de N şi S situaţia este oarecum similară, în sensul că geosinclinalul Anzilor şi Stîncoşilor suferă o evoluţie îndelungată, ce începe din paleozoicul inferior şi ţine pînă în neozoic. Un prim început de cutare apare însă în Apalaşi, ca o continuare a caledonidelor din Groenlanda. În Australia, numai o mică zonă — Adelaida, se consolidează în această eră, iar Africa a funcţionat în întregime ca o platformă rigidă.

— *Cutările hercinice* (denumite şi varisce sau altaice) au loc cu precădere în carbonifer-permian. Ele se formează la exteriorul cutărilor caledonice şi prin consolidarea lor vor reprezenta a doua mare etapă de mărire a scuturilor continentale. Principalele aliniamente orogenetice au fost următoarele : lanţul varisc sau hercinic din Europa Centrală ; Anti-Atlasul mesetei marocane ; Uralul, prelungit spre sud, pe la Stavropol, pînă în Donbas ; Uralul avea o prelungire şi către SE, spre Altai ; catena hercinică apalaşiană, care înglobează vechile cutări caledonice (catena acadiană) ; geosinclinalul Capului ; geosinclinalul Alpilor Australieni.

Hercinidele au dus la formarea unor extinse catene muntoase, în special în Europa şi Asia ; şi acestea au fost peneplenate în mezozoic şi transformate în p l a t f o r m e. Catena Uralului şi Altaiului duc la lipirea scutului siberian şi sinic de cel nord-atlantic ; ia naştere astfel o singură unitate platformică, şi în emisfera nordică, cunoscută sub denumirea de *Laurasia*. Ea se întindea din Appalaşi, prin Europa centrală şi nordică pînă în nordul Chinei. Aceasta devine opusul continentului sudic, Gondvana, care era unitar încă din precambrian. O dată cu orogeneza hercinică (sfîrşitul carboniferului), în cadrul blocului nord-atlantic, se scufundă bazinul arctic, iar din jurasic se stabileşte legătura între acest bazin şi apele Atlanticului, peste zona de scufundare a caledonidelor, situată între Scoţia şi estul Scandinaviei.

În Europa, hercinidele au avut două direcţii, una meridiană (în speţă, Uralul) şi alta paralelă. Zona cu această ultimă orientare a suferit mari fracturări în timpul orogenezei alpine ; unele din porţiunile sale au fost ridicate şi au dat m a s i v e, altele s-au scufundat dînd d e p r e s i u n i sau c î m p i i. Masivele principale sînt următoarele : Cornwall, Armorican, Morvan, Central francez, Ardeno-Renan, Vosgi, Pădurea Neagră, Boem, Lysa-Gora, Dobrogea de N, Meseta Iberică, Corsica, Sardinia etc. Fundament hercinic se găseşte şi în platforma Moesică, platforma Scitică (nordul Caucazului), bazinul Aquitaniei, bazinul Anglo-Parizian, bazinul Spaniei de E, bazinul Germano-Polonez. Aceste bazine

s-au schiţat în triasic şi şi-au încheiat colmatarea în miocen. Specific pentru majoritatea masivelor este faptul că ele au o cuvertură sedimentară, necutată, dispusă peste soclul peneplenat; aceasta e o dovadă că altitudinea lor actuală este recentă, din perioada alpină.

În Asia, hercinicul ocupă, de asemenea, suprafeţe mari. Sub formă de masive se întîlneşte în Ural, dar mai ales în Asia Centrală (Kazahstan, Altai, Tianşan, Marele Hingan). Această zonă a Asiei Centrale a fost afectată de rupturi puternice posttectonice, care au creat şi o serie de bazine sedimentare în triasic-cretacic. Hercinicul se găseşte şi sub formă de platformă în şesul dintre Ural şi Ienisei (platforma Siberiei de Vest), care se continuă spre SV cu platforma Turanică (sub lacul Aral şi pustiul Turkmen).

În America, acum au loc principalele cutări din Appalaşi (în devonian). După peneplenare, în mezozoic, această zonă a fost înălţată la cca. 1 000 m. În Africa, hercinicul cuprinde mare parte din munţii Atlas apoi regiunea Capului (în sud) şi o platformă cu cuvertură în Algeria şi Tunisia. În Australia el se extinde peste Alpii Australieni.

— *Cutările alpine* ţin în tot timpul mezozoicului şi neozoicului. Ca eră tectonică, ea se caracterizează printr-o succesiune de faze orogene, dar şi printr-o serie de mişcări epirogenetice, care duc la afundarea unor părţi din platformele continentale, pe care se sedimentează, discordant, etajul superior. Afundarea unor asemenea „bazine" de platformă este specifică mai ales pentru mezozoic, pe cînd orogenezele au intensitatea maximă la sfîrşitul mezozoicului şi începutul neozoicului.

— Mişcările epirogenetice alpine de scufundare schiţează o serie de bazine, începînd din triasic sau jurasic şi au o maximă dezvoltare în cretacicul superior. Aceste bazine au fundament hercinic şi precambrian şi mai rar caledonic. Între bazinele cu fundament hercinic enumerăm: bazinul Germaniei, bazinul Ronului, bazinul Aquitaniei, bazinul Spaniei de E. Pe fundament caledonic este bazinul anglo-parizian (în parte şi pe fundament hercinic). Cu fundament precambrian sînt: bazinul platformei Ruse (în E şi S), bazinul Saharei, bazinul Africei de E, bazinul Amazonului, bazinele din centrul şi estul Americii de N, bazinul Australiei de V (legat de cel al Africii de E). Toate acestea au căpătat o cuvertură groasă de sedimente, în cea mai mare parte mezozoică.

Ca urmare a acestor scufundări şi transgresiuni, unitatea celor două mari continente paleozoice (Gondvana şi Laurasia) se distruge. Astfel, Laurasia este ocupată de apă în partea de sud şi de est a Europei (în triasic). În jurasic apar două braţe noi, unul peste Europa de est şi altul peste marea Nordului. Din Laurasia se formează trei zone de uscat: zona nordatlantică, zona baltică şi zona sinosiberiană. Braţul est-european se exondează la sfîrşitul mezozoicului, revenindu-se la unitatea scutului baltic cu cel siberian. În acelaşi timp se formează şi canalul dintre Groenlanda şi Canada. Astfel, la sfîrşitul mezozoicului, din con-

tinentul Laurasia rămăseseră următoarele regiuni de uscat : Eurasia, Groenlanda, Canada.

Fenomene similare au loc şi în emisfera sudică. Aici apare canalul Mozambic (în triasic), care împarte Gondvana în două : zona africano-braziliană şi zona australo-indo-malgaşă. În mezozoicul mediu (jurasic) se formează şi golful vest-australian şi ca urmare se izolează Australia. În cretacic apare şi Atlanticul de sud, separînd astfel Africa de America de Sud. Pe total, din Gondvana, la sfîrşitul mezozoicului se separase : America de Sud, Africa, Madagascarul, peninsula India, Australia.

— În ceea ce priveşte *evoluţia alpină de tip geosinclinal*, creatoare de lanţuri muntoase, situaţia continuă, în parte, pe cea din paleozoic. La sfîrşitul acestei ere, existau două mari arii geosinclinale : Tethysul (între cele două mari continente) şi cel circumpacific. În domeniul Tethysului se va naşte geosinclinalul alpino-carpato-himalaian. Cele două direcţii principale de dezvoltare a actualelor geosinclinale sînt în fond cele vechi, paleozoice. Ele însă se vor deplasa, ca poziţie ceva mai în faţa vechilor cutări. În Europa geosinclinalul alpin a ocupat o poziţie mediană între hercinicul european şi cel african ; el a afectat însă şi o parte din zonele hercinice. În sectorul asiatic al Pacificului, cutările se suprapun iniţial peste cele hercinice (jurasic), iar apoi se deplasează mai spre E, în insulele japoneze (în cretacic). În Australia, deplasarea spre est de hercinide este netă şi ocupă : Noua Caledonie, Noua Guinee şi Noua Zeelandă (geosinclinalul Papu). În America de Nord şi de Sud geosinclinalul Anzilor şi Stîncoşilor funcţionează şi se cutează cam pe acelaşi loc cu perioadele anterioare, care rămăseseră neînchise.

În general, în mezozoicul inferior şi mediu se cutează cu precădere zonele pacifice (Cordilierii din America de N, catena Yenshane în Asia de E şi partea de E a Himalaei). În rest, respectiv în geosinclinalul alpino-himalaian, cutările încep abia la sfîrşitul mezozoicului şi se desfăşoară din plin în neozoic.

Cutările pirenene (sfîrşitul eocenului), dar mai ales cutările savice (sfîrşitul oligocenului) constituie, în general, ultimele faze, principale cu care începe închiderea geosinclinalului alpino-himalaian. O dată cu ele, încetează şi depunerea flişului. Zona geosinclinală se exondează tot mai mult, dar, totodată se extind mult avantfosele, în care se va depune molasa. Acestea din urmă antrenează în mişcarea lor puternic subsidentă şi o parte din marginile platformelor din faţă. Aşa a fost antrenată, spre exemplu platforma Moesică şi Rusă în faţa Carpaţilor, platforma Scitică în faţa Caucazului şi platforma central-hercinică în faţa Alpilor. Fazele finale ale orogenezei alpine (attică, rodanică şi valahă) cutează zona marginală a avantfosei, avînd o serie de repercursiuni şi în bazinele interne. Aceste faze ridică, totodată, în bloc întregul edificiu al orogenului alpino-himalaian, care capătă astfel aspect de lanţ muntos, adăugat, ca un val, la marginea zonei hercinice. Mişcările de ridicare antrenează, în ultimă instanţă, inclusiv avantfosa.

Fazele alpine tîrzii au avut răsunet și în regiunile consolidate anterior, prin ridicări sau coborîri de tip epirogenetic sau chiar prin falieri. Așa au apărut spre exemplu: grabenul Rinului, fosa Alsaciană, sau ridicările masivelor hercinice.

În Europa și Asia lanțul muntos alpin formează un șir sinuos aproape neîntrerupt. În partea axială a masivelor cutate și înălțate apar și nuclee mai vechi, cutate în paleozoic, în cea mai mare parte hercinice. De asemenea, în cadrul lanțului, atît în interior cît și la exterior, se întîlnesc multe depresiuni tectonice colmatate. Depresiunile intramontane sînt mai slab dezvoltate (spre deosebire de lanțul hercinic unde acestea domină); depresiunile de avantfosă (Depresiunea Padului) sau cele intermontane (Transilvania, Panonica) sînt în schimb mult dezvoltate și constituie o caracteristică a lanțului alpin.

Principalele masive alpine, începînd din Spania sînt: Sierra Nevada, Apeninii, Pirineii, Alpii, Alpii Dinarici, Carpații, Stara Planina, Caucazul, în continuare cuprind teritoriile Asiei Mici, Iranului, Irakului, Afganistanului și Pakistanului de V, continuîndu-se apoi cu Himalaia. În partea asiatică a Pacificului înglobează Kamciatca, Kurilele, Riu Kiu, insulele Sonde.

În cadrul unității alpine europene, nucleele mai vechi hercinice sînt: Mercantour, Pelvoux, Mont Blanc, masivele din zona centrală a Alpilor Orientali, masivul Tatra, Rodna, cea mai mare parte din Carpații Sudici, Bihor, Rodope etc.

C. PLATFORMELE

Platformele[1] constituie al doilea element principal al scoarței continentale, atît sub aspect structural cît și morfologic. Ele ocupă teritorii mult mai vaste decît zonele de orogen. S-au format prin consolidarea soclurilor lanțurilor muntoase, care au fost peneplenate și — care s-au adăugat, etapă după etapă, la primele scuturi precambriene. Platformele au următoarele caracteristici principale: mobilitatea redusă a mișcărilor verticale (0,1—0,01 mm pe an); relief redus, monoton, cu aspect de cîmpie sau de podiș; vulcanism redus; existența a două etaje structurale distincte: unul inferior sau fundamentul și etajul superior dispus discordant pe primul.

Din punct de vedere structural, platformele pot fi privite pe verticală sau zonar. Pe verticală ele sînt formate din două etaje. Etajul inferior, sau fundamentul, a fost cutat puternic, în condiții de geo-

[1] „Cratoane" (după Stille) sau „cratogene" (după Kober).

sinclinal. După încheierea etapei de lanț muntos, acesta a fost erodat pînă la nivelări aproape perfecte, devenind totodată și foarte rigid. Etajul superior s-a depus peste această peneplenă, în condiții de epirogeneză negativă, deci de transgresiune. Ca urmare, acest etaj are strate orizontale, slab înclinate, sau extrem de larg cutate ; în mod excepțional există și falieri. Totodată sedimentele etajului superior sînt foarte puțin variate, dominînd gresiile, calcarele, formațiunile continentale.

Ca structură zonară, platformele se compun din trei categorii de elemente, definite după mărime, și anume de ordinul I, II și III. Elementele de ordinul I sînt scuturile și „plitele" sau tablele. Noțiunea de scut diferă după autor ; unii înțeleg numai acele zone unde fundamentul precambrian apare la zi, deci fără etajul superior ; alții încadrează aici toate nucleele continentale vechi ; în fine, alții denumesc scut orice zonă de platformă al cărui fundament apare la zi. Plitele sînt părțile cele mai joase ale platformelor, acoperite cu sedimente groase. O altă împărțire a elementelor de ordinul I este aceea în : scuturi, caledonide și hercinide : e vorba de zonele ce s-au format și adăugat după fiecare eră tectonică.

Ca element de ordinul II, dar care trec uneori drept principalele elemente de ordin tectonic și morfologic ale platformelor, sînt socotite : anteclizele și sineclizele. *Anteclizele* sînt niște boltiri pozitive ale unor întinse zone de platformă, care s-au format prin mișcări de înălțare. Ele au aspectul unor domuri uriașe sau chiar al unor anticlinale enorme cu flancurile extrem de line. Etajul superior are o grosime redusă a sedimentelor și prezintă multe lacune sau chiar discordanțe ușoare, ca urmare a faptului că antecliza a funcționat, în repetate rînduri, ca zonă înălțată de uscat, cînd a fost parțial erodată. Uneori etajul superior lipsește complet. Pot fi citate ca exemple de anteclize Dobrogea de N și de mijloc, antecliza Voronejului, sau chiar scutul baltic. Din punct de vedere morfologic, anteclizele cuprind porțiunile cele mai înalte ale platformelor, un fel de masive sau platouri. De altfel, în concepția unor autori, însăși masivele „vechi" sînt niște anteclize.

Sineclizele sînt opusul anteclizelor, adică niște îndoituri largi negative, ale platformelor. Ele mai sînt cunoscute și sub denumirea de bazine de subsidență sau chiar de depresiuni tectonice. Ele par a se axa, în principal, pe anumite discordanțe ale fundamentului. Pătura lor sedimentară este foarte groasă și în interiorul lor pot apare elemente de ordinul III, respectiv cute ondulatorii, domuri, zone locale de subsidență. Exemple de sineclize sînt : depresiunea Valahă, Depresiunea Bîrladului, sinecliza Caspicei etc.

Structurile de ordinul III se axează cu precădere pe sineclize ; ele se caracterizează prin cute sporadice, dar largi și cu dimensiuni mari, nu au o singură orientare, sînt mai mult brahianticlinale și domuri, chiar domuri diapire. Se admite că multe anticlinale apar deasupra blocurilor de fundament ce sînt mai ridicate, iar sinclinalele se schițează pe blocurile mai coborîte sau în coborîre.

Vîrsta platformelor este socotită cel mai adesea, ca fiind timpul cînd a avut loc cutarea fundamentului (precambrian, caledonic, hercinic).

În ultimul timp, pentru a se indica vîrsta, de fapt mai nouă, se adaugă și prefixul „epi" (de exemplu platforma epihercinică). Această ultimă formulare este mai reală sub aspect morfologic.

Evoluția platformelor începe cu o fază preplatformică, timp în care are loc consolidarea fundamentului, iar sub aspect morfologic se produce peneplenarea. Urmează apoi epirogeneza negativă care coboară fundamentul sub nivelul mării ; acum are loc formarea etajului superior respectiv depunerea sedimentelor de tip platformă. În etapa următoare, au loc mișcările de ridicare, cu regresiuni, cînd platforma devine uscat. Pe parcursul acestor două faze generale, care se întrepătrund, structura se complică cu anteclize, sineclize sau ondulări de ordin mai mic, inclusiv falieri ; acestea fac ca unele zone să rămînă mai mult timp sub apă, altele să funcționeze ca uscat. În general, se apreciază că evoluția unei zone de platformă începe la sfîrșitul stadiilor de geosinclinal ; cînd în acestea din urmă se remarcă exondări în masă, pe platforme au loc transgresiuni și sedimentări ; totodată peste marginea platformei se extinde avantfosa. Dar, o dată cu ridicările generale ale munților, încep să iasă de sub ape și platformele.

Sub aspect geomorfologic, fundamentul platformelor constituie niște peneplene fosilizate de sedimentarea etajului superior. În acest etaj ultim, pot exista și alte discontinuități sau discordanțe, rezultat al unor etape de evoluție morfologică continentală de tip platformă. Dacă eroziunea îndepărtează etajul superior, peneplena devine exhumată. În general, însă, evoluția morfologică se produce în etajul superior. Forma generală este aceea de platou sau cîmpie. Ca exemple se pot cita : Podișul Moldovenesc, Dobrogea, Cîmpia Rusă. În cadrul acestora, pot exista zone mai bombate sau „masive" create de obicei de anteclize, sau zone mai joase : depresiuni, grabene, create de obicei pe sineclize. Ca relief mai de amănunt apar trepte și abrupturi structurale (cueste), abrupturi de falie, văi epigenetice, resturi de peneplene sau suprafețe fosile exhumate.

*
* *

D. DEPRESIUNILE MARGINALE. AVANTFOSELE („AVANT-PAYS")

Sub aspect structural, avantfosele sînt niște depresiuni foarte lungi și înguste, care se dispun între geosinclinale și platforme. În secțiune transversală, ele apar ca un mare sinclinal asimetric, delimitat pe de o parte de o zonă cutată de orogen, iar pe de alta de platfor-

mă. Asimetria se referă şi la dispunerea formaţiunilor, numărul şi natura acestora, cît şi la fundament. Fundamentul acestor depresiuni este atît de geosinclinal regenerat (flancul intern), cît mai ales de platformă (căzută pe linii de falii sau flexuri). Sedimentele sînt diferite, atît faţă de geosinclinal cît şi de platformă ; în general însă ele provin din erodarea orogenului şi, într-o anumită măsură, chiar a platformei. Formaţiunile sînt de tip molasă, alternînd neregulat gresiile, conglomeratele, argilele şi sedimentele lagunare. Grosimea sedimentelor este foarte mare, atingînd uneori cîteva mii de metri. În cadrul acestora se pot distinge uneori două etaje : o molasă inferioară, depusă pe fundament de orogen regenerat şi o molasă superioară, depusă pe fundament de platformă, dar ea se poate extinde şi pe zona fundamentului de orogen. Molasa superioară are de obicei caracter salmastru sau de apă dulce. Ca un aspect, de asemenea specific avantfoselor, se citează lipsa magmatismului ; există unele strate de tufuri, venite, se pare, din exploziile produse în zone din afară.

Sub aspect tectonic, depozitele păstrează în general aliură suborizontală. Totuşi, pe flancul intern şi în zona centrală se dezvoltă cute lineare, uneori cu falii, branhianticlinale sau cute cu aspect de cupolă, cute diapire ; se întîlnesc chiar încălecări de cute peste flancul extern. Sedimentele flancului extern sînt foarte puţin cutate, dau unele domuri sau sînt necutate. După P. Fourmarier (1947), în avant-pays se observă două tipuri principale de deformări cu importanţă pentru relief : a) ariile de înecare (ennoyage), care formează nişte depresiuni largi în formă de chiuvete alungite sau subcirculare, cum ar fi spre exemplu bazinul Parizian, chiuveta Congo, depresiunile Karroo, Kalahari, Ciad, golful Mexic şi regiunile din jur, depresiunea Caspică între Ural şi Caucaz ; b) grabene, rift valleys sau fose tectonice, care sînt nişte fose alungite, înguste cuprinse între falii, ca de exemplu depresiunea Alsaciană, depresiunea Mării Moarte, Marea Roşie şi toate rift-valleys-urile din E Africei. Acestea din urmă se caracterizează printr-o acumulare considerabilă, pe măsură ce fosa se scufundă.

Depresiunile marginale apar la sfîrşitul unui ciclu de geosinclinal, prin deplasarea mişcărilor de subsidenţă spre exterior şi în ultimă instanţă peste platforma din faţă. Aşa este, spre exemplu, avantfosa alpină sau cea carpatică, precum şi avantfosa hercinică, din care a făcut parte şi depresiunea predobrogeană.

Dar, se pare că nu peste tot, în faţa geosinclinalelor, iau naştere avantfose. Acolo unde fundamentul platformei este ridicat nu se formează o depresiune marginală ci, platforma se sudează direct cu orogenul, acesta din urmă încălecînd, pe linii de falie, sau revărsîndu-se peste platformă. De asemenea, unii autori (H. Stille) consideră că avantfosa nu apare dacă nu există şi o ridicare importantă a zonei cutate, din spate, care să poată furniza, prin eroziune, cantităţi mari de materiale ; acestea trebuie să fie aduse în avantfosă pentru a „stimula" subsidenţa acesteia.

O dată cu ultimele înălțări, în masă, ale zonelor geosinclinale, consolidate, este prinsă în ridicarea generală și cea mai mare parte a avantfosei. Ea formează, din punct de vedere morfologic, zona de coline, de podiș, de piemont, de cîmpii piemontane sau chiar cîmpii. Toate acestea realizează trecerea, sau legătura între muntele înalt și întinsele regiuni de platformă. Un exemplu îl constituie Subcarpații, apoi Piemontul Getic, Cîmpia Română de subsidență. Varietatea sectoarelor lor, sub aspectul altitudinilor și în general al morfologiei, depinde de faptul dacă porțiunea respectivă se află pe fundament de orogen regenerat sau pe cel de platformă, pe flancul intern sau pe cel extern, pe o zonă unde se „lipesc" două tipuri de platforme (exemplu, Moesică cu Moldovenească), pe o zonă unde fundamentul cristalin al platformei este foarte ridicat (de exemplu, nordul Moldovei) etc. Toate aceste aspecte, tectonice și structurale, foarte variate și complexe, pot influența diversificat evoluția reliefului. Unele fîșii sau porțiuni au fost cutate și înălțate mai mult, căpătînd aspect „aproape" de lanț muntos; altele apar ca discontinuități în aliniamentele de cutare și înălțare, rezultate din discontinuitățile fundamentului ; între cutele principale pozitive, sau între acestea și zonele vecine există fîșii cu aspect larg de sinclinal, mult alungit, pe care se instalează depresiuni longitudinale (interne, de contact intern, de contact extern) ; alteori, acumulările continentale, efectuate asupra acestor zone, pot avea condiții optime, sub aspecte tectonic și climatic, și atunci se creează, deasupra lor, vaste piemonturi ; în fine, există și fîșii sau porțiuni care își mențin încă o subsidență activă, impunînd forma unor cîmpii de divagare.

E. SENSUL EVOLUȚIEI SCOARȚEI CONTINENTALE

Direcția actuală de dezvoltare a scoarței terestre constituie o problemă care a primit soluții controversate. Principalele discuții se axează pe faptul dacă scoarța continentală tinde în prezent spre lărgirea domeniului de tip platformă sau dacă, din contră, tendința este de sfărîmare a acestora și de extindere a domeniilor de tip geosinclinal. Cercetările geologice ar conduce, în general, spre concluzia că geosinclinalele, prin cutări repetate, se consolidează, alipind periodic noi porțiuni la platforme (vezi capitolul „Principalele ere tectonice"). Există însă și destule date care indică extinderea geosinclinalelor peste porțiuni de platformă, pe care le transformă în noi regiuni mobile. Cauza, sau cauzele trecerii de la regimul de geosinclinal la cel de platformă, ca și vice-versa, sînt de asemenea presupuse în mod diferit. Cei mai mulți admit că un rol esențial, în aceste treceri, îl joacă magmatismul de tip intrusiv. Acesta

se produce puternic numai în geosinclinale. Pătrunderea unor mari mase magmatice în straturile geosinclinalului mobil, duce, pe parcurs, la consolidarea fundamentului său și o dată cu aceasta se impune, de asemenea în timp, și regimul de platformă. Pe platforme, magmatismul de tip intrusiv nu se produce.

În ceea ce privește dezvoltarea scoarței în decursul întregii sale istorii geologice, cei mai mulți cercetători, și în special sovietici, admit că și această dezvoltare este ireversibilă. Scoarța ar fi trecut printr-un stadiu important de geosinclinal, care a fost însă depășit, trecîndu-se la cel de platformă. Există însă și păreri contrare, care susțin posibilitatea unor reveniri la regimul de geosinclinal.

Între susținătorii ireversibilității amintim pe V. V. Belousov (1954) și pe N. I. Nicolaiev (1955).

Belousov consideră că în decursul istoriei sale, scoarța a trecut prin două mari stadii de tectogeneză care, în general, se plasează succesiv ; primul ar fi stadiul granitic, iar următorul stadiul bazaltic. În *stadiul granitic* scoarța a acumulat material acid (granitic) și s-a caracterizat printr-o evoluție de tip geosinclinal spre platformă pe seama unor străvechi continente mult mai întinse. Belousov (1955) arată : „Continentele actuale reprezintă fragmente ale unor vechi continente mult mai mari, iar limitele lor colțuroase corespund mai exact acestui punct de vedere, decît aceluia care vede în continente rezultatul unor acumulări tot mai mari de mase sialice care se ridică din adîncuri la suprafață".

Stadiul bazaltic este mai nou și el se caracterizează prin următoarele fenomene : activizarea tectonică, cu formarea unor grabene grandioase, a unor platouri înalte și a unor depresiuni ; revărsări masive de bazalte de platou ; bazaltizarea, respectiv bazificarea scoarței terestre în ansamblu ; „oceanizarea" scoarței și formarea de oceane și mări interioare, pe baza distrugerii părții granitice și a înlocuirii acesteia cu bazalt.

Studiind dezvoltarea fenomenelor de mai sus, Belousov ajunge la concluzia că „potopul bazaltic" a început în perioade diferite. Totuși, în proporții importante se manifestă numai de la sfîrșitul paleozoicului și începutul mezozoicului, cînd a început formarea oceanelor, cînd s-au produs primele revărsări ale bazaltelor de platou. Procesul se extinde în paleogen și mai ales în neogen, cînd are loc intensificarea mișcărilor postplatformice, se formează grabene mari și mări interioare, se extind și se adîncesc considerabil oceanele. O dată cu dezvoltarea stadiului bazaltic continuă însă, în multe locuri, și stadiul granitic.

N. I. Nicolaiev (1955) admite și el ireversibilitatea evoluției scoarței, socotind că aceasta a trecut prin următoarele stadii: pregeosinclinal, geosinclinal, de platformă și de postplatformă. Ultimul stadiu a început să fie preponderent în neogen și el se caracterizează prin așa numitele mișcări neotectonice. Acestea conduc la deplasări pe verticală, înălțări și coborîri, de o mare amplitudine.

Ireversibilitatea are loc nu numai în ceea ce privește raportul dintre cele două tipuri structurale de bază, geosinclinal și platformă, dar însăși

evoluţia acestora, de la o fază la alta, are caracter ireversibil. Aşa de exemplu, orogenezele au urmat în mare cam aceleaşi legi generale. Totuşi, au existat deosebiri esenţiale de la o orogeneză la alta, în ceea ce priveşte locul unde s-a produs, mediul în care a avut loc, precum şi combinarea diferită a altor factori cauzali. Orogenezele vechi s-au extins pe spaţii mai largi, pe cînd orogeneza alpină a afectat fîşii lungi şi înguste. Sub aspect structural, în orogenezele mai vechi, inclusiv hercinică, domină şisturile cristaline şi magmatismul sinstructogen; în cea alpină domină magmatismul subsecvent, încălecări puternice şi şariaje, dezvoltarea flişului. O serie de condiţii care acţionează în determinarea evoluţiei geosinclinalelor se schimbă pe parcurs, apărînd ele însile ca ireversibile. Aşa de exemplu, apariţia vieţuitoarelor, în masă, devine o cauză importantă în complexul de factori ce influenţează evoluţia geosinclinalelor ; or, însăşi evoluţia vieţii este ireversibilă. Ca urmare, sedimentele determinate sau create de vieţuitoare vor fi şi ele, în bună parte, ireversibile, inclusiv sub aspectul tectonic ce îl vor îmbrăca pe parcursul evoluţiei.

În concluzie, trebuie să subliniem că această ireversibilitate a evoluţiei scoarţei terestre, nu trebuie înţeleasă în afara unor legi generale. Asemenea legi generale există, numai forma lor de concretizare, de la o fază tectonică la alta, cît şi de la un loc la altul, este diferită. Apărînd însă unele caractere noi, pe parcursul evoluţiei ele pot să devină tot mai esenţiale şi cu aceasta se ajunge desigur şi la noi aspecte legice. În fond, în aceasta constă diferenţa dintre ciclicitatea închisă şi evoluţie ; prima aplică mecanic legile generale ale evoluţiei, „forţînd" fenomenele să se dezvolte mereu într-un mod identic. Evoluţia însă se bazează pe legile generale, dar aplicabile în condiţii mereu variabile.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PARTEA A DOUA

GEOMORFOLOGIA EROZIVO-ACUMULATIVĂ

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul I.

PROBLEME GENERALE

Această parte a geomorfologiei prezintă cîteva aspecte controversate care se referă mai ales la orînduirea materialelor și denumirea capitolelor. Aceste controverse sînt în legătură cu aprecierea diversă, ca întîietate, ce se acordă factorilor genetici ai reliefului, cît și cu accentul ce se pune pe studiul individual sau pe cel complex al proceselor genetice.

Unii dau întîietate factorilor tectonici și structurali, alții factorilor externi ; unii concep factorii externi în mod individual (apa curgătoare, apa mării etc.), alții îi concep grupați pe complexe climatice sau sub alte forme ; unii includ influența structurii și a rocilor la relieful tectonic (tectono-structural), alții la relieful eroziv. Aspectul obiectiv, din care rezultă aceste controverse, rezidă, după cum vom vedea, în faptul că procesul de naștere și dezvoltare al reliefului nu este dat nici de procesele interne nici de cele externe, luate aparte, ci de rezultanta interacțiunii lor în timp și spațiu.

1. FACTORII GENETICI AI RELIEFULUI

Relieful rezultă din acțiunea și mai ales din interacțiunea exercitată de două categorii de factori asupra scoarței terestre : *factorii endogeni* și *factorii exogeni*. Primii ridică și coboară scoarța și, dacă ar acționa independent, ar crea un relief pe care l-am putea denumi „relief tectonic". Ceilalți erodează părțile ridicate, sau acumulează pe cele scufundate de către factorii endogeni. Aceste două categorii de factori sînt cei care intră în acțiune efectiv și direct în procesul morfogenetic ; chiar mai mult, acțiunea lor, în acest proces, se întrepătrunde în sensuri opuse, contradictorii : ceea ce unul ridică celălalt reduce prin eroziune, ceea ce

tectonica coboară factorii exogeni tind să înalțe prin acumulări. De aceea, aceste două categorii de factori se impun a fi numite *factorii activi ai morfogenezei.*

Interacțiunea acestor factori „activi" se exercită asupra unui material care este roca. Aceasta, ca orice material asupra căreia se acționează, va reacționa. Modul de reacționare este foarte divers, în funcție de aspectul variat al acțiunilor factorilor activi, dar mai ales în funcție de natura însăși a rocilor (petrografia) și de modul lor de aranjare (structura). Ca urmare, petrografia și structura reprezintă *factorii pasivi ai morfogenezei* ; ei nu acționează, ci numai reacționează.

2. RELIEFUL TECTONIC ȘI RELIEFUL EROZIVO-ACUMULATIV

Cele două categorii de factori activi ai reliefului — endogeni și exogeni — creează, aparent, două tipuri principale de reliefuri : *tectonic* și *erozivo-acumulativ.* Relieful tectonic rezultă, în ultimă instanță, numai din acele mișcări care înalță sau coboară porțiuni din scoarță. Ele generează în principal : lanțuri de munți, masive, platouri, șiruri de dealuri, depresiuni, cîmpii. Se impune însă o mențiune : nici una din aceste forme nu apare vreodată ca „pur tectonică". Așa, spre exemplu, secțiunile geologice efectuate prin Alpi sau Carpați indică existența unor stive de strate groase de sute și mii de metri, care au fost îndepărtate prin eroziune, de deasupra rocilor vizibile în prezent. O asemenea acțiune, desfășurată tocmai pe parcursul formării munților „tectonici", ce a înlăturat mii de metri de materiale, nu poate fi neglijată ; munții actuali nu sînt deci nici tectonici nici erozivi, sînt o rezultantă a interacțiunii celor două mari procese. Același lucru se întîmplă cu o cîmpie ; ea poate fi rezultatul unei mișcări tectonice negative ; dar, grosimea sedimentelor acumulate de către procesele exogene, care au umplut groapa și au nivelat-o sub forma unei cîmpii, nu poate fi neglijată. Rezultă că nu putem vorbi de reliefuri tectonice, ci, cu precădere, de forme *tectono-erozive* și *tectono-acumulative* ; se poate în schimb vorbi de *procese tectonice* și *procese de eroziune.*

Relieful creat de agenții externi, sau *relieful erozivo-acumulativ,* include totalitatea formelor care iau naștere prin acțiunea morfogenetică a factorilor exogeni. În mare, această acțiune se materializează prin erodarea regiunilor înălțate și resedimentarea materialelor în alte părți mai joase. Acestea fiind acțiunile cele mai generale și esențiale în același timp, în crearea de reliefuri de către agenții externi, se poate admite și denumirea de *geomorfologie erozivo-acumulativă.* Observațiile de mai sus, asupra interdependenței dintre procesele interne și externe, rămîn valabile și în acest caz ; totuși, dependența acestor forme de procesele tectonice apare uneori mai indirectă, mai „mascată", încît pot da și impresia de „pur" erozive sau acumulative.

Unii autori consideră că acumularea se face cu precădere sub nivelul mării, iar pe uscat ea este întîmplătoare, de scurtă durată ; de aceea se admite că morfogeneza subaeriană poate fi redusă numai la formele sculptate de eroziune (denudare) ; de aici și denumirea de *„geomorfologie sculpturală"*.

Tot la acest capitol se impune și o altă lămurire și anume, dacă formele create prin intervenția factorilor pasivi (rocă și structură) reprezintă un capitol al geomorfologiei tectonice, al celei erozive, sau este intermediar. Asupra rocilor și stratelor se exercită acțiunile ambelor categorii de factori ; de aici ar rezulta poziția de contact, sau, altfel spus, un capitol aparte de geomorfologie structurală și petrografică. În fapt, nu se poate vorbi de influența tectonicii asupra structurii și rocii, în sensul de a crea anumite reliefuri specifice. Structura însăși este efectul mișcărilor tectonice ; pe de altă parte mișcările pe verticală, care dau reliefuri și nu structuri, nu modifică decît neesențial structura și roca ; ele nu dau reliefuri structurale sau petrografice ci, după cum am văzut, reliefuri tectono-erozive. Cu totul altfel se pune problema raportului dintre eroziune pe de o parte și rocă și structură pe de altă parte. Aici putem separa o serie de comportări specifice diferitelor roci și structuri, puse în evidență tocmai de eroziune ca factor morfogenetic activ. De exemplu, un relief sculptat pe argilă arată totdeauna altfel decît unul sculptat în calcare ; un relief pe o structură monoclinală prezintă totdeauna pante asimetrice în raport cu pantele simetrice ale unei structuri orizontale etc. Dar, acest specific morfogenetic al petrografiei și structurii nu se pune niciodată în evidență în afara eroziunii. Roca și structura nu fac decît să întîrzie într-o parte sau să accelereze în alta eroziunea ; ele impun ceea ce se numește „eroziune diferențială". Formele rezultate rămîn în fapt, forme de eroziune. Prin urmare, *relieful petrografic și structural* reprezintă un capitol (oricît de mare ar fi el) al geomorfologiei erozive[1].

3. INTERDEPENDENȚA DINTRE PROCESELE TECTONICE ȘI CELE EROZIVE IN PROCESUL MORFOGENEZEI

Factorii externi, care creează relief prin eroziune și acumulare, există independent de factorii interni. De exemplu, apa, vîntul, ghețarii nu au nici o legătură directă cu mișcările scoarței. Corelația dintre cele două mari categorii de factori începe numai atunci cînd mișcările tectonice oferă proceselor exogene anumite porțiuni ale scoarței. Deci, începutul interacțiunii depinde de agenții interni care înalță teritorii din scoarță peste suprafața mării, sau le coboară mult sub aceasta, expunîndu-le fie eroziunii, fie acumulării. Dependența acțiunii factorilor externi de cei interni se realizează prin intermediul gravitației și respectiv al pantelor.

[1] Numai din motive didactice, respectiv de sistematizare proporționată, îl vom delimita ca „parte".

Cu cît o suprafață va fi mai înălțată și cu cît pantele vor deveni mai mari cu atît și eroziunea va fi mai mare. Dependența aceasta se „anihilează" pe uscat de către nivelul oceanului („nivelul de bază" sau „baza de eroziune"), iar submarin este anihilată de către zonele de platou (platforma continentală și platforma oceanică) și de fundul gropilor. Există însă și o dependență inversă, a mișcărilor tectonice față de eroziune și acumulare; amintim aici, numai „subsidența" și mișcările izostatice pozitive cauzate de eroziune. De fapt, se poate spune că sensul dependenței se poate exprima astfel: acțiunea unei categorii de forțe depinde sau este influențată de acțiunea celeilalte care a precedat-o.

a. *Antagonismul celor două forțe.* În procesul morfogenetic, suprafața scoarței formează o limită între două forțe ce acționează una împotriva rezultatelor celeilalte. Și agenții interni și cei externi, creează relief prin deplasări de mase. Procesele interne ridică și coboară (pe verticală), iar cele externe provoacă deplasări de-a lungul suprafeței, forța motrice fiind gravitația. După cum s-a văzut, cele două feluri de acțiuni nu sînt independente, ci prezintă o dependență în special de la intern spre extern. Dar aceste acțiuni nu sînt numai dependente ci și antagonice. Ceea ce procesele interne ridică, cele externe distrug; ceea ce tectonica coboară, procesele externe acumulează; primii creează denivelări, secunzii nivelează; procesele externe depind de gravitație, factorii tectonici nu depind de ea, ba din contră ridică mase în sens invers forței de gravitație.

Suprafața scoarței devine deci cîmpul de interacțiune al unor forțe ce sînt orientate una împotriva celeilalte. Contradicția dintre ele tinde să se rezolve tocmai prin evoluția continuă a modelării acesteia, prin morfogeneza însăși.

b. *Tendința spre echilibru.* Conform legilor fizicei, pe orice suprafață ce reprezintă cîmpul de acțiune al unor forțe interdependente dar îndreptate una împotriva celeilalte, există tendința de a se stabili un echilibru fizic. Aceasta funcționează ca o lege de bază în formarea unor trăsături principale ale reliefului. Echilibrul se stabilește atunci cînd forțele antagonice desfășoară acțiuni echivalente în unitatea de timp. În cazul de față, se va stabili un asemenea echilibru cînd procesele endogene și exogene — înălțare și eroziune, coborîre și acumulare — se desfășoară cu aceeași viteză; acesta este un *echilibru dinamic,* deoarece el se stabilește în plin proces de acțiune al ambelor forțe. În geomorfologie se vorbește adesea și de un „echilibru static", atunci cînd și forțele interne și cele externe se „sting"; este cazul peneplenelor situate aproape de nivelul mării.

c. *Formele generale rezultate.* Echilibrul pare a se realiza destul de greu, după timpi îndelungați în care cele două forțe înclină balanța una în favoarea celeilalte; tendința spre echilibru rămîne însă permanentă. Cînd domină înălțarea, formele vor fi pozitive și de eroziune; cînd domină coborîrile, formele vor fi negative și de acumulare. Cînd interacțiunea va ajunge la stări de echilibru, vor rezulta suprafețe

„de echilibru". Acestea din urmă pot fi mai extinse sau mai reduse, după durata echilibrului. De asemenea, ele se pot realiza în mai multe situaţii ; dacă înălţările continuă timp îndelungat sau intensitatea lor e mare, atunci creşte accelerat şi denudarea. Se ajunge la un moment cînd cele două forţe devin egale, echilibrul realizîndu-se prin intermediul unei suprafeţe ; aceasta, deşi este „înălţată" tectonic, ea nu mai creşte, deoarece se denudează cu o viteză similară. Aceste suprafeţe, născute la partea superioară a unor zone înălţate, nu trebuie concepute ca orizontale (aşa cum le intuise A. Penck, în al său „nivel superior de denudare") ; ele sînt foarte variate ca relief, deoarece altitudinile punctelor la care se încheagă acest echilibru dinamic sînt în funcţie de rocă, agent etc., şi mai ales în funcţie de faptul că intensitatea forţelor ce intră în echilibru e foarte mare, tinzînd continuu să-l rupă într-un loc sau altul.

În schimb suprafeţele de echilibru ce se construiesc la altitudini mai joase, avînd ca plan de reper aşa numitele nivele de bază (locale sau generale), sînt, în general, mai netede, tinzînd spre forma de cîmpie sau „aproape-cîmpie". Realizarea acestora se face atît prin eroziune — suprafeţe nivelate prin eroziune, cît şi prin acumulare (atunci cînd lăsarea are acelaşi ritm cu acumularea).

Variaţiile acestei interacţiuni, care trec de la pozitiv spre negativ, sau invers, prin intermediul stărilor de echilibru, reprezintă numai aspectele cele mai generale ale morfogenezei. Pe acest fond general intervin complexări multiple, impuse de modul variat de desfăşurare locală a acţiunilor celor două categorii de agenţi. Mişcările tectonice pot avea intensităţi şi sensuri diferite de la un loc la altul. Procesele externe acţionează după legi generale, dar efectele lor sînt extrem de variate, ca intensitate, după climă şi rocă ; acest fapt trebuie subliniat în mod cu totul deosebit, pentru că, din această diferenţiere, am spune enormă, rezultă marea gamă a formelor de relief, a morfogenezei reale.

Pe scurt, din interacţiunea tectonicii şi a factorilor externi se impun a fi reţinute următoarele direcţii morfogenetice :

— cele două forţe acţionează în general concomitent ; cînd în interacţiune domină înălţarea rezultă versanţi puternic înclinaţi ; cînd domină eroziunea înclinarea versanţilor se reduce mult ; cînd forţele sînt egale se realizează versanţi sau suprafeţe de echilibru ;

— există etape îndelungate cînd domină forţele tectonice ; atunci iau naştere reliefuri generale „tectono-erozive" (munţi, dealuri sau podişuri), sau „tectono-acumulative" (cîmpii, depresiuni). Pe aceste forme generale se suprapun şi forme mai mici — erozive sau acumulative ;

— unui maxim de înălţare i se opune o creştere accelerată, dar diferenţiată, a denudării ; atunci se ajunge la un echilibru dinamic şi se creează suprafaţa superioară de denudare, foarte variată însă ca relief de amănunt ;

— pe fondul general al înălțărilor unei etape se interpun perioade îndelungate de stagnare ; denudarea ia atunci un mare avans, atingînd adîncimi maxime de eroziune pe văi (profile de echilibru) și formînd diferite tipuri de trepte, după durata stagnării și intensitatea eroziunii laterale și de versant (terase, nivele, suprafețe) ; aceste trepte se încrustează pe versanții formelor mari, pozitive. Ele pot fi intercalate chiar cu perioade de lăsări, respectiv cu suprafețe de acumulare. Toate acestea marchează faze ale evoluției reliefului, faze ale interacțiunii proceselor morfogenetice principale ;

— materialele erodate, în timpul fazelor de ridicare sau de stagnare relativă, se depun, ca sedimente corelate, în regiunile din apropiere, care sînt sau au fost în coborîre. Aspectul corelativ este dat de ritmul și natura sedimentării și al sedimentelor. Aici iau naștere cîmpii sau depresiuni, emerse sau submerse ;

— pot exista etape foarte îndelungate de stagnare relativă a înălțărilor. În acest caz, extrem, eroziunea poate distruge complet edificiul de strate înălțate anterior, reducînd relieful pînă aproape de nivelul oceanului, stingîndu-și pe încetul propria-i acțiune ; se realizează cîmpia de eroziune — peneplena.

d. *Curba morfodinamică. Structura geomorfologică. Autodezvoltarea.* În ultima instanță, rolul hotărîtor în formarea reliefului nu îl au nici procesele interne nici cele externe, ci modul cum evoluează corelația intensității deplasărilor de mase efectuată de aceste procese. Relieful nu este un produs static, rezultat dintr-o acțiune mecanică simplă, ci o rezultantă dinamică complexă a unor forțe contradictorii ; mai precis, este rezultanta modului cum s-a rezolvat, într-un șir infinit de momente și locuri, antagonismul dintre cele două forțe, prin modelare, într-un sens sau altul, a suprafeței scoarței. Este meritul lui W. Penck de a fi întrevăzut că legea fundamentală a geomorfologiei constă tocmai în aceea că relieful este rezultatul corelației și dezvoltării intensității acțiunilor celor două forțe antagonice.

Dacă suprafața scoarței ar fi formată dintr-o aceeași rocă, atunci raportul, dintre intensitatea mișcărilor tectonice și intensitatea eroziunii, s-ar putea citi cu ușurință în curba ce ar îmbrăca-o pantele (versanții) suprafețelor în ridicare ; această curbă ar fi aproximativ concavă, convexă sau dreaptă, după cum ar domina eroziunea, înălțarea sau echilibrul. Varietatea proceselor externe și varietatea rocilor fac ca această corelație, dintre acțiunile factorilor endogeni și exogeni, să realizeze curbe mult mai complicate și care uneori reflectă numai indirect și în parte mersul acestei corelații. Este sarcina cercetătorului de a depista, din seria acestor curbe, care dintre ele reflectă mai fidel evoluția generală a corelației pentru un anumit teritoriu. Aceasta poate fi denumită „curba morfodinamică". Ritmul ei este dat, pentru reliefurile de eroziune, de schimbările specifice ale pantelor, iar pentru reliefurile acumulative, de ritmul, natura și forma sedimentelor.

W. Penck (1924) a acordat o așa de mare importanță acestei rezultante, născută din corelația acțiunilor proceselor interne și externe, încît el a considerat-o ca al treilea element de bază al geomorfologiei, denumind-o „structura geomorfologică". Fără a o defini prea clar, el o intuiește ca fiind structura însăși a circumvoluțiilor de suprafață ale scoarței (relieful), ca sinteză înregistratoare a evoluției raportului dintre procesele interne și externe. Această structură poate fi privită static sau în dezvoltare (dinamic). În acest ultim sens, pare a fi mai nimerită denumirea de „autodezvoltare".

Structura geomorfologică cuprinde : modul de îmbinare al pantelor, sau curba morfodinamică externă ; caracterul formelor de denudare (tipurile), precum și modul lor variat de combinare și îmbinare pe suprafața pămîntului ; corelațiile stratigrafice ale stratelor ce s-au depus ca rezultat al denudării (stratele corelate). Acestea din urmă au o deosebită importanță deoarece reflectă sensul și durata evoluției regiunilor denudate, sau istoria dezvoltării lor. Această istorie se citește în grosimea stratelor corelate, în caracterul stratificării, în legăturile stratelor cu mediul geografic (pe verticală și pe orizontală) în care s-au format, în grosimea stratelor, în conținutul lor paleontologic. Prin coroborarea datelor rezultate din stratele corelate, cu formele denudate, sau cu curba morfodinamică externă, se poate reface adevărata istorie a reliefului unui teritoriu. Multitudinea acestor fapte, care indică evoluția fiecărei porțiuni de relief, mari sau mici, denotă aspectul particular, sau propriu, al istoriei fiecărui teritoriu, aspect care impune o cercetare particulară, proprie. De aici rezultă caracterul individual al structurii geomorfologice, sau al autodezvoltării, spre deosebire de celelalte două elemente de bază ale geomorfologiei (tectonica și denudarea) care au caractere mai generale.

W. Penck, punînd probleme geomorfologiei de pe pozițiile studiilor geologice, consideră că cele trei elemente de bază — procesele interne, procesele externe și structura geomorfologică — pot fi privite ca o ecuație în care factorul tectonic joacă rolul necunoscutei. Celelalte două elemente pot fi cunoscute, în mod direct, prin studii și observații. Mișcările tectonice nu pot fi observate în mod direct ; ele pot fi numai deduse, atît pe cale geologică (structurile stratelor care înregistrează mișcările orizontale), fie pe cale geomorfologică (mișcările pe verticală sînt înregistrate numai de structura geomorfologică).

Punînd însă problema de pe pozițiile geomorfologiei, ca știință geografică, nu ca metodă sau parte a geologiei, atunci scopul analizei morfologice nu este acela de a deduce sau reface istoria mișcărilor tectonice, ci acela de a reface istoria însăși a reliefului.

e. *Două moduri de interpretare ale interacțiunii.* O dată cu publicarea lucrării lui W. Penck — *„Analiza Morfologică"* (1924) —, se impun, în geomorfologie, două moduri generale de a concepe dependența dintre

cele două acțiuni de bază (internă și externă) în formarea reliefului, prima concepție fiind introdusă de D a v i s. Diferența dintre o concepție și cealaltă se poate reda mai clar prin intermediul unei scheme, așa cum a făcut-o chiar P e n c k (fig. 14, *A*). Dreapta *a-b* reprezintă mișcarea (altitudinea la care forțele tectonice au ridicat o porțiune a scoarței), iar *b-c* acțiunea de eroziune (denudarea). D a v i s concepe aceste forțe ca fiind despărțite în timp : mai întîi, are loc ridicarea terenului respectiv pînă la nivelul *a-b* și apoi începe denudarea dinspre „b" către „c". P e n c k vede aceste forțe ca acționînd simultan și contradictoriu, rezultanta lor (relieful) dezvoltîndu-se după o curbă „y" ce merge din „c" în „a". Și D a v i s a luat în considerare ambele forțe, dar modul de a privi acțiunile lor morfogenetice a fost simplificat, devenind chiar simplist. În schimb, complexitatea și realitatea concepției lui W. P e n c k rezultă din aceea că numărul posibil al curbelor „y" cît și sinuozitățile lor de amănunt pot fi infinite (fig. 14, *B*). În plus, fiecare din aceste curbe nu reprezintă o formă separată, ci un șir de forme, ale dezvoltării consecutive, pe care le suportă un compartiment al suprafeței scoarței. Aceeași posibilitate se poate întrevedea și pentru evoluția descendentă.

Dar, toate aceste șiruri ale dezvoltării suprafeței, posibile pe Pămînt, au un punct inițial comun (*c*) și o formă finală comună. Punctul „a" este rezultatul raportului maxim dintre ridicare și denudare, iar punctul „c" va fi rezultatul raportului minim, cînd acțiunea endogenă și cea exogenă s-au stins cel puțin în mod relativ. De altfel, rezultatul acesta final, care se materializează într-o suprafață netezită (peneplena), este comun ambelor concepții și variantelor lor. Aceasta pentru că și teoria ciclului geomorfologic (D a v i s) este corectă din punct de vedere al principiului general (de acțiune a ambelor forțe), dar folosirea lui este în general incorectă (separă acțiunea forțelor). Cerințele extreme ale dezvoltării sînt satisfăcute și la D a v i s (ridicarea maximă și nivelarea finală) ; numai conținutul, între cele două limite, este indicat sub formă mecanică, neinterdependent, ca un singur șir de dezvoltare, simplu, care reprezintă o extremă a tuturor posibilităților evoluțiilor reale, extremă

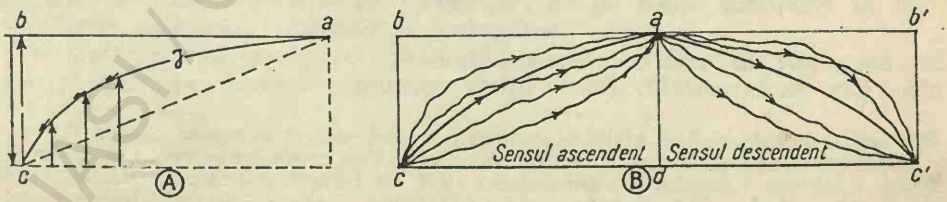


Fig. 14 — Interacțiunea forțelor tectonice și externe în crearea reliefului: *A* — concepută după D a v i s și W. P e n c k; *B* — variabilitatea dezvoltării ascendente (în concepția lui W. P e n c k) și descendente.

care pe Pământ aproape că nu se întîlneşte. În cadrul figurii indicate, evoluţia lui Davis se reduce la dreapta *c-b* şi *b-c*; or, formele de relief, ce iau naştere ca urmare a interacţiunii proceselor tectonice şi exogene, se situează în interiorul triunghiului *abc*, în timpul dominării înălţării şi în triunghiul *adc'* (sau poate al dreptunghiului *adc'b'*) cînd domină eroziunea ; numai în extremis, şirul formelor s-ar putea situa vreodată, pe dreapta *c-b* sau *b-c*. Calea lui Davis nu poate să stabilească nici unul din infinitele şiruri de dezvoltare ale formelor de relief, şiruri care există în realitate pe Pământ, pe diferitele compartimente ale scoarţei şi care au, fiecare, istoria lor tectonică şi structural-morfologică. În schimb, concepţia lui W. Penck deschide calea cercetării concrete a terenului, cu multitudinea variantelor sale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul II.

AGENȚI ȘI PROCESE EXOGENE

Forțele sau factorii care execută erodarea suprafeței scoarței terestre se numesc de obicei agenți, iar mecanismele prin care are loc distrugerea și îndepărtarea rocilor se numesc procese. Nu în toate cazurile se face însă o deosebire netă între agenți și procese.

A. PROCESELE

Procesele prin care se produce distrugerea rocilor de la suprafața scoarței sînt : *fizice, chimice* și de *transport*. Din punct de vedere al morfogenezei ele pot fi clasificate în două feluri principale și anume : a) *procese simple* și *procese complexe* sau, b) *procese premergătoare eroziunii* și *procese erozive*. În general primele categorii nu generează forme de relief ci numai pregătesc terenul pentru eroziunea propriu-zisă care creează asemenea forme.

Totalitatea acțiunilor proceselor care se desfășoară la suprafața scoarței poartă numele general de *denudare*[1]. Ea se poate subdiviza în *meteorizare, eroziune, transport* și *acumulare*.

1) *Meteorizarea* însumează totalitatea proceselor care distrug roca pe loc pregătind-o pentru eroziunea propriu-zisă. Meteorizarea mai este

[1] Această denumire nu are încă o accepțiune generală, unii folosind cu același sens, termenul de eroziune; denudarea ar fi numai acea eroziune de suprafață care nu depășește, ca forță, regenerarea păturii de alterare. W. P e n c k deosebea trei categorii: denudarea (creată prin autodeplasarea materialelor pe pante, fără un mediu transportor), coraziunea (deplasarea capetelor de strate sub presiunea mișcării păturii de alterare), și eroziunea (efectuată de un mediu transportor-apă, ghiață, vînt).

În terminologia americană noțiunea de eroziune are înțelesul general de denudare, exemplu „eroziunea solului" (soil erosion).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cunoscută şi sub denumirea de eroziune în suprafaţă sau eroziune areolară ; în acest caz ea include nu numai procesele premergătoare, ci şi „transportul în masă" al materialelor. Meteorizarea cuprinde următoarele procese complexe : *dezagregarea, alterarea* şi, în parte, *dizolvarea* ; acestea, la rîndul lor, se efectuează prin diferite procese mai simple sau pe diferite căi. Astfel, dezagregarea se produce prin : *insolaţie, îngheţ-dezgheţ, umezire-uscare.* Alterarea se desfăşoară, în principal, prin următoarele procese chimice : *oxidarea, hidratarea, carbonatarea* şi *hidroliza.*

Meteorizarea nu produce forme de relief ; ea pregăteşte numai procesul morfogenetic propriu-zis.

2) *Eroziunea* este acţiunea de distrugere a rocii la suprafaţă sau spre interior, dar cu condiţia, sau posibilitatea reală, ca materialul distrus să fie mutat din locul respectiv o dată cu ruperea lui din roca mamă. Mutarea aceasta nu este concepută pe distanţe prea mari. Uneori însă, eroziunea are un sens mai general, incluzînd şi transportul propriu-zis, adică transportul pe distanţe mari sau foarte mari.

Eroziunea se produce prin procese care au în general caracter mecanic ; este vorba de forţe care izbesc, rup şi mută din loc materialele care au fost pregătite, în cea mai mare parte, de procesele anterioare. Eroziunea este în fapt procesul de bază exercitat de agenţii externi şi poartă denumiri diferite în funcţie de aceştia : *eroziune normală* (a apelor curgătoare), *abraziune* (eroziunea apei marine şi lacustre), *exaraţie* (eroziune glaciară), coraziune[1] (eroziunea vîntului), *eroziunea carstică.* În funcţie de arealul afectat, totalitatea eroziunii se subdivide şi în : *eroziune în suprafaţă* sau areolară şi *eroziune lineară* (executată în special de apele curgătoare şi de gheţari) ; aceasta din urmă are două forme : *eroziune în adîncime* (sau lineară propriu-zisă) şi *eroziune laterală* (asupra malurilor albiei) ; un tip aparte de eroziune laterală, este *eroziunea de front* care se efectuează la baza unui versant în general (la baza falezei, a abrupturilor tectonice, petrografice sau structurale).

Eroziunea, privită inclusiv sub aspectul transportului, este procesul general care creează forme de relief, atît mici cît şi mari, pînă la proporţii de peneplenă. Aceasta este o dovadă că denudarea reprezintă un proces general morfogenetic de acelaşi ordin cu procesele tectonice.

3) *Transportul* este un proces ce ajută din plin eroziunea, evacuînd continuu materialele fărîmiţate. El se efectuează în două moduri : *gravitaţional propriu-zis,* sau de la sine *(prăbuşire, rostogolire, alunecare)* şi *prin intermediul unui agent* şi anume : apa de ploaie (spălare, şiroire, torenţi), apele curgătoare permanente, gheţari şi zăpadă, vînt, apa mării (valuri, curenţi, maree). Transportul este uneori subdivizat şi astfel : *transport în masă* (prăbuşiri, alunecări, spălare, creeping) şi *transport*

[1] Unii autori (de ex. W. P e n c k) folosesc noţiunea de coraziune pentru acţiunea exercitată de greutatea păturii de alterare, în deplasare, asupra capetelor de strat ale patului, pe care le îndoaie şi le distruge.

linear (șiroire, torenți, ape curgătoare permanente, ghețari, curenți marini) ; la acestea se adaugă și două subtipuri : transportul pe calea vîntului și transportul prin valuri și maree, ambele cu caracter areolar.

4) *Acumularea* nu este în fapt o acțiune, ci încetarea unei acțiuni. Ea poate fi considerată totuși un proces morfogenetic, deoarece construiește forme de relief. Acumulările se clasifică de obicei după agentul ce le-a depus : aluviuni (apa rîurilor), morene (de ghețari), depuneri eoliene, depuneri torențiale, sedimente marine și lacustre ; la acestea se adaugă : acumulările gravitaționale și depunerile de precipitare.

Toate procesele ce compun denudarea, înșirate mai sus în mod individual, nu acționează delimitat ci îmbinat. În cele mai multe cazuri este greu de precizat cît ține procesul pregătirilor și unde începe eroziunea ; lanțul se desfășoară unitar și dialectic. În acest lanț, forme de relief propriu-zise creează numai eroziunea (prin sculptarea acestora) și acumularea (prin construirea lor). De aici și cele două mari categorii de forme generate de procesele exogene : *forme de eroziune* și *forme de acumulare*.

B. AGENȚII MORFOGENETICI

Agenții principali sînt acele forțe care, prin intermediul unui mediu lichid, gazos sau solid, atacă suprafața scoarței și creează relief. Ei execută, în mare, trei feluri de procese complexe : eroziune, transport și acumulare. Sediul acestor agenți este hidrosfera și atmosfera. Energia lor provine din transformarea directă sau indirectă a căldurii solare ; ei consumă această energie prin mișcare și prin mutarea materiei din părțile mai înalte către cele mai joase, dirijați fiind de forța de gravitație. De aceea, intensitatea maximă a acțiunilor lor se direcționează pe fîșii sau, altfel spus, ei formează curenți gravitaționali de deplasare a materiei la suprafața scoarței.

Acești agenți sînt : *apa de ploaie* (sau apele curgătoare temporare), *rîurile, apa mării* (curenți, valuri, maree), *ghețarii* și *zăpada, aerul* (vîntul), *organismele, omul*. La aceștia se adaugă și gravitația (ca agent fără mediu), iar unii autori socotesc și *temperatura* tot ca un agent.

Acțiunea generală de eroziune, a acestor agenți, se supune unor legi generale, valabile pe toată suprafața Globului. Intensitatea acțiunilor lor și modul de combinare, în procesul morfogenetic, este însă extrem de variabil în funcție de climă, rocă și pantă.

C. ASOCIEREA PROCESELOR ŞI AGENŢILOR

(Legile generale ale geomorfologiei)

Acţiunea proceselor externe, de creare a reliefurilor, se desfăşoară în *spaţiu* şi *timp*. În spaţiu, acţiunea unora se poate însuma cu a altora, sau se poate opune sau anihila (acţiunea naşte reacţiune) ; de asemenea, intensitatea unora devine maximă în anumite regiuni şi poate descreşte pînă la minimum în altele. În timp, procesele externe rod şi acumulează, în tendinţa de a anihila contradicţia de bază cu agenţii interni sau, altfel spus, în tendinţa de a crea o suprafaţă de echilibru. Această tendinţă şi acest echilibru, vor fi şi ele diversificate spaţial, după modul cum se grupează procesele externe.

În morfogeneza „externă" rol important joacă nu atît gruparea proceselor şi agenţilor ci, în mod cu totul deosebit, gruparea intensităţii acţiunii acestora asupra rocilor. Aşa de exemplu, vîntul sau dezagregarea le întîlnim pe toată suprafaţa uscatului ; efectele lor, asupra rocilor, sînt însă foarte diverse : acolo unde roca e acoperită de vegetaţie sau de zăpadă şi gheaţă, vîntul nu are nici un rol morfogenetic ; în schimb, nisipurile din pustiuri sînt spulberate cu multă rapiditate ; de asemenea, dezagregarea e maximă în regiunile cu îngheţ repetat sau în deşerturile cu mari amplitudini termice.

Asocierea spaţială a proceselor, sub aspectul intensităţii lor, este dictată de *climă*, de *etajele de relief*, de *unităţile structurale* şi *litologice*. La rîndul lor, agenţii morfogenetici au şi ei legile lor, proprii, după care îşi desfăşoară acţiunea de modelare şi din care rezultă forme de relief de asemenea proprii ; acţiunile lor suferă însă modificări, de intensitate, uneori chiar calitative, tot în funcţie de climă, de etajele topografice, de rocă şi structură. Mărimea acestor asocieri, spaţiale sau teritoriale, descreşte de la zone de climă, la etaje topografice şi apoi la unităţile structurale şi petrografice care pot fi şi ele de diferite ordine. Vom avea astfel, asocieri de procese şi forme pe zone climatice, forme specifice diferitelor etaje de altitudine, forme specifice diferitelor roci şi structuri, dar vom avea şi forme de relief specifice fiecărui agent modelator.

1. MODUL DE GRUPARE DUPĂ DIFERIŢI AUTORI : SISTEME DE EROZIUNE

Modul de grupare al proceselor şi agenţilor este totuşi înţeles în mod relativ diferit. Astfel, A. Cholley (1950) denumeşte aceste asocieri *sisteme de eroziune*. Sistemele sînt puse în acţiune de către fiecare climat. Un sistem reprezintă ansamblul agenţilor externi, strîns legaţi între ei, care contribuie la modelarea unei regiuni şi în care unul este predominant. El distinge trei sisteme principale de eroziune :

— *sistemul eroziunii fluviatile,* care se extinde pe aproape toată suprafața uscatului și în care rolul principal îl au apele curgătoare ; urmează apoi dezagregarea rocilor, descompunerea și procesele de deplasare a materialelor pe pantă (prăbușiri, creepingul, solifluxiunea) ;

— *sistemul de eroziune al regiunilor aride,* în care predomină dezagregarea, acoperind pantele cu blocuri mari. Locul apelor curgătoare, în transportul materialelor, este luat de vînt ce creează reliefuri specifice de dune ;

— *sistemul de eroziune al regiunilor glaciare,* în care gheața este agentul principal, după care urmează dezagregarea, vîntul ș.a.

Desigur, la aceste sisteme principale se pot adăuga și altele secundare, sau intermediare. Punctul acesta de vedere, morfoclimatic, este aplicat inclusiv la formele structurale și petrografice.

I. S. Șciukin (1961) înțelege asocierea pe *complexe morfologice* specifice fiecărui tip de bază al mediului natural. Tipurile mediului natural sînt foarte variate și prezintă multe aspecte tranzitorii. Șciukin le ia în considerare numai pe cele de bază ; prin tip natural de bază înțelege un mediu (geografic) teritorial, în care forțele morfogenetice se combină sau se asociază calitativ în mod similar, sau în care cel puțin o forță oarecare joacă rol principal. Acest autor descrie complexele morfologice grupate pe următoarele tipuri de bază ale mediului natural ;

— *regiunile climei umede și semiaride,* în care acțiunea principală, în modelarea reliefului, este desfășurată de apele curgătoare temporare și permanente. Aici predomină „landșaftul" de văi ;

— *regiunile climei nivale* și ale teritoriilor alăturate, în care rolul principal îl joacă ghețarii și zăpada. Aici se impune separarea în : a) regiunile cu climă nivală din munți și b) regiunile cu glaciațiune regională. De asemenea, apare necesară separarea în : regiuni vechi glaciale și regiuni actuale ;

— *regiunile carstice,* unde principalul rol, în modelarea reliefului, îl joacă acțiunea de dizolvare a rocii de către apele subterane și de suprafață ;

— *regiunile polare și subpolare,* în care se dezvoltă gelisolul cu fenomenele care decurg din el — înmuierea solului (gelisolifluxiuni), termocarstul, hidrolacoliți, gheața de fisuri, poligoane etc. ;

— *deșerturile sau regiunile climei aride,* în care rolul predominant aparține vîntului, cu slabă dezvoltare a cursurilor de apă ; scurgerile episodice predomină, ca eroziune, în zona semiaridă, unde, pe roci argiloase, dă peisajul de „pămînturi rele" ;

— *ținuturile muntoase,* cu etajare a reliefului, cu evidențierea structurilor în relief, cu denudare puternică, cu rol nemijlocit jucat de forța de gravitație (avalanșe, conuri de grohotiș etc.) ;

— *cîmpiile și platourile,* cu precădere cele din domeniul platformelor, se caracterizează prin amplitudine mică a mișcărilor, prin strate orizontale, depuneri superificiale, forme mici de relief specifice zonelor climatice în care se află ;

— *regiunile cu activitate vulcanică,* subîmpărțită în : actuală și veche;

— *ţărmurile* (oceanice, marine, lacustre), în care factorul activ al modelării este mişcarea ondulatorie a apei de mare ;

— *fundul oceanelor şi mărilor* caracterizat prin forme tectonice şi vulcanice acoperite sau nu de depuneri marine.

J. Tricart şi A. Cailleux (1965) dezvoltă mai pe larg problema grupării proceselor şi agenţilor pe *sisteme morfogenetice* şi *zone morfoclimatice*. Fără a defini exact înţelesul noţiunii de sistem, admite că acesta corespunde unor vaste ansambluri ce pot merge pînă la zona morfoclimatică (pag. 61). Aceste sisteme ar fi : sistemul morfogenetic al deşerturilor cu ierni reci, al deşerturilor calde, al regiunilor temperate umede, al regiunilor temperate continentale etc. De asemenea, marile ansambluri structurale (de exemplu, un lanţ muntos) dau şi ele sisteme morfogenetice. În general, se admite că sistemul morfogenetic se plasează, ca mărime, imediat după sistemul morfoclimatic (pag. 61). Rămîne neclară, la aceşti autori, şi diferenţa dintre sistem morfoclimatic şi zonă morfoclimatică.

Sistemele morfogenetice (morfoclimatice)[1] sînt grupate în două mari tipuri şi anume : cu dominantă fizică şi cu dominantă biologică şi chimică. În tipul cu dominantă fizică se includ : *zonele reci* şi cele *aride*, precum şi etajele corespunzătoare din munţi. Aici, influenţele climatului în modelarea reliefului se exercită absolut direct. La cele două zone principale se adaugă şi alte două de tranziţie şi anume : *zona de tundră* şi *zona stepelor*. În acestea din urmă intervine o vegetaţie relativ redusă şi soluri care creează un echilibru destul de firav între procesele fizice pe de o parte şi cele biologice şi chimice pe de altă parte. Acest echilibru se poate însă rupe la schimbările climatice mai importante sau la intervenţia omului (distrugerea vegetaţiei).

Zonele morfoclimatice cu dominanţă biologică şi pedologică (şi chimică) sînt : *pădurea ecuatorială, pădurea temperată* şi o zonă de tranziţie — *savanele*. În toate acestea, modelarea reliefului se face prin intermediul a două filtre : vegetaţia şi solul. Eroziunea dominantă este cea chimică şi se exercită la contactul dintre sol şi roca mamă.

2. ZONALITATEA MORFOCLIMATICĂ

Zonalitatea funcţionează ca o lege generală în geografia fizică, inclusiv în geomorfologie. Fundamentarea ei s-a făcut de către cercetătorii ruşi (V. Docuceaev) şi sovietici. Zonalitatea provine înainte de toate din sfericitatea şi rotirea Pămîntului, iar în morfologie ea este impusă de climă. Clima determină anumite combinări ale agenţilor morfogenetici

[1] Cei trei termeni (sistem morfoclimatic, sistem morfogenetic şi zonă climatică) sînt întrebuinţaţi uneori cu acelaşi sens (pag. 150; 151; 152).

pe zone, tot ea comandă intensitatea proceselor fizice sau chimice, precum și formarea diferitelor asociații de vegetație și soluri ca pături intermediare în procesul de modelare a reliefului. Zonalitatea, în geomorfologie, se remarcă prin aspectele comune ce le îmbracă formele de relief, sau prin „aerul de familie" ce-l au formele dintr-o anumită zonă.

Sub aspect geomorfologic, se pot distinge două mari categorii de zone morfoclimatice : unele în care influența climei este absolut directă în modelare, în care factorii climatici (temperatură, vînt, ploi, zăpadă) atacă în mod nemijlocit roca și, o a doua categorie, în care întregul proces morfogenetic se face, în general, sub controlul păturii vegetale și a solului. În cazul ultim, dependența dintre climă și morfogeneză este indirectă, procesele sînt mult mai complicate, apărînd o serie mai mare de contradicții și interacțiuni dialectice. Între zonele principale se interpun altele de tranziție, care se supun legităților zonelor vecine, dar, în același timp, funcționează și ca zone de echilibru între cele cu vegetație și cele fără vegetație, de unde rezultă și o dezvoltare după legi proprii.

Principalele zone morfoclimatice sînt :

— *Zona aridă* se caracterizează prin lipsa generală a apei și vegetației, prin oscilații mari de temperatură între zi și noapte. Morfogeneza este dictată de către dezagregarea fizică, de vînt și, foarte rar, intervin apele extrem de torențiale provenite din ploi. Aspectul peisajului este următorul : dezagregări imense, suprafețe de strate expuse la zi, nisipuri. Limita acestei zone încetează o dată cu începutul fixării vegetației în masă ; este o limită de tranziție.

— *Zona glaciară* este aceea în care temperaturile dominante sînt sub zero grade. Acțiunea principală este dezagregarea prin îngheț (și dezgheț), precum și acțiunea gheții, care se desfășoară sub formă de presiune, de scrijelire, de transport. La acestea se adaugă și acțiunea vîntului, a zăpezii și chiar a torenților proveniți din topirea gheții în timpul verii. Peisajul se remarcă prin ghețari de diferite forme, stînci golașe, grohotișuri, morene, soluri înghețate.

— *Zona caldă și umedă* se evidențiază prin păduri dese ecuatoriale ; mai este numită și zona lateritei (S. M e h e d i n ț i, pag. 745). Acțiunea principală morfogenetică este descompunerea chimică și transportul materialelor în soluție. Torenții și rîurile au o acțiune mecanică redusă din cauza subsolului foarte permeabil. Apa caldă pătrunde în roci, le descompune, luînd în soluție părțile alcaline și chiar cea mai mare parte a silicei ; rămîn pe loc oxizii de fier și hidroxidul de aluminiu, dînd zonei descompuse culoarea roșie pînă la violet. Aceasta este laterita, ce merge în adîncime pe zeci de metri. Ea este lipsită de humus, deși vegetația este abundentă, deoarece oxidarea este atît de rapidă încît întreaga cantitate de materie organică este descompusă ; de aici rezultă marea permeabilitate a lateritei. Procesul morfogenetic, prin descompunere, este completat și de alunecări și tasări, impuse de golurile lăsate prin plecarea materiei dizolvate.

— *Zona temperată* se caracterizează prin temperaturi şi ploi moderate, printr-un anotimp rece cînd vegetaţia depune frunzele într-un strat gros acoperitor ; acestea nu se descompun deodată ci putrezesc lent, contribuind la formarea humusului. Acţiunea de descompunere chimică este mai redusă (din cauza temperaturilor mai joase) ; de asemenea dezagregările sînt foarte reduse, datorită amplitudinilor termice mici şi situate peste zero grade. În general, aceste procese se produc la contactul dintre sol şi roca în loc. Morfogeneza este deci mult încetinită. Rolul principal îl joacă apele curgătoare, care, prin mecanismul adîncirii văilor, declanşează procese de versant : prăbuşiri, alunecări, torenţi noroioşi, solifluxiuni. O parte din materialele transportate provin din dezagregări şi, de aceea, rîurile temperate au pe fundul lor pietriş.

Ca zone de tranziţie se pot distinge :

— *Zona periglaciară,* sau de tundră, formează tranziţia între cea glaciară şi temperată. Este limitată, cu aproximaţie, de izoterma de 10 grade a lunii celei mai calde. Morfogeneza este condusă de dezagregarea prin îngheţ-dezgheţ, apoi de curgerile de noroi şi sol provocate de dezgheţ, de acţiunea vînturilor puternice şi de zăpadă. Rîurile sînt, şi aici, agentul care evacuează o parte din materiale, mai ales primăvara şi vara.

— *Subzona stepelor,* caracterizată prin temperaturi şi umiditate ce nu permit creşterea pădurii, dar permit pe cea a ierburilor. Aici se întîlnesc, de obicei, formaţiunile de tip loess şi chiar nisipuri. Anumite acţiuni mecanice sînt relativ dominante : acţiunea vîntului, eroziunea prin şiroire cauzată de ploi, alternanţele de umezeală şi secetă.

— *Subzona mediteraneană* are veri secetoase şi calde şi ierni cu ploi de tip torenţial. Vegetaţia de subpădure, în general, lipseşte, iar cea de pădure e relativ rară şi cu frunze necăzătoare. Vara domină dezagregările puternice, iar iarna descompunerile, dizolvările şi acţiunea torenţială. Este specific solul de tip terra-rossa, rezultat din reducerea calcarului pînă ce rămîn numai argila şi oxizii de fier. Transportul materialelor se face în timpul viiturilor provocate de ploile torenţiale. Subzona mediteraneană prezintă o morfogeneză accelerată, impusă de ritmul foarte diferenţiat, sub aspect calitativ, al celor două anotimpuri, dar care se completează cantitativ.

— *Zona savanelor* este dominată net de un anotimp foarte ploios şi unul secetos. Vegetaţia de pădure nu se poate instala. Procesul morfogenetic este impus de marea variaţie pe care o suferă subsolul în umezeală : abundenţă jumătate de an, secînd complet în cealaltă jumătate. Solul este în general permeabil, ca şi zona ecuatorială, dar torenţialitatea joacă un rol mult mai important în sezonul ploios. Vegetaţia de savană se aprinde în timpul secetelor, favorizînd acţiunea vîntului, iar ulterior şi a şiroirii. Şi în această zonă morfogeneza este accelerată, tot din cauza acţiunilor diferite, dar intense, din cele două anotimpuri şi care se completează cantitativ.

Concluzii. Zonalitatea morfoclimatică s-a făcut simțită cu deosebire după apariția vegetației și după răspîndirea ei în proporții de masă. Sedimentele precambriene, de exemplu, sînt aproape peste tot detritice și monotone. Cercetătorii sovietici au depistat această zonalitate mai ales din carbonifer. De asemenea, se pare că zonalitatea este mai puțin diversificată în perioadele de calm orogenic și de transgresiuni și mai accentuată și diversă în perioadele de orogeneză (H. Termier).

Legea zonalității se aplică în mod deosebit pe întinsul vechilor platforme, care au fost transformate în peneplene ; în schimb, zonele muntoase se caracterizează printr-o evoluție mult mai complexă, mai completă chiar și, sub o anumită formă, desfășurată pe etaje. Există însă concepții, care, într-o formă sau alta, încearcă să cuprindă, prin prisma acestei legi, întregul proces geomorfologic. Ca urmare, au fost delimitate categorii de fenomene care nu sînt zonale, apărînd, astfel, noțiuni ca : *azonal, polizonal, extrazonal.* Aici sînt încadrate : acțiunea mării, apele curgătoare, ghețarii de la ecuator ; dar tot ca atare sînt socotite și etajele montane, sau reliefurile specifice diferitelor tipuri de roci sau structuri. O asemenea concepție, ni se pare a suferi de totalitarism, adică vrea să explice printr-o singură lege și ceea ce nu i se încadrează, punînd în fața denumirii un „extra", „poli" sau „a"-zonal. Este mai normal, credem, să dăm zonalității numai ceea ce este al ei, adică numai ceea ce este zonal. Celelalte fenomene trebuie tratate, nu după legile *a*-zonalității, ci după legile lor specifice — legea etajelor morfoclimatice, eroziunea diferențială (pentru roci și structuri), legile specifice fiecărui agent modelator etc.

3. LEGEA ETAJĂRII

Etajele morfoclimatice reprezintă un fel de zone care se dispun însă în altitudine, unele deasupra celorlalte. Elementul esențial, care dictează etajarea, este înălțimea reliefului. Rezultă că însăși cauza imediată a etajării este cu totul diferită de cea a zonalității : dacă ultima este impusă de sfericitatea pămîntului, prima este cauzată tocmai de forțe care deformează această sfericitate prin înălțarea unora din porțiunile sale.

Etajarea funcționează, de asemenea, ca o lege importantă a geografiei ; ea a fost observată și studiată mai întîi în vegetație și climă, iar mai apoi și în geomorfologie și hidrologie. Studiul fenomenelor pe etaje este mult mai puțin dezvoltat decît cel zonal ; aceasta și din cauza confuziei ce a existat în acest domeniu, etajele fiind socotite ca avînd cam aceleași caractere cu zonele „similare". Există desigur asemănări, dar, ceea ce este esențial este să nu se treacă peste deosebiri, care sînt în general mai importante și dau specificul fiecăreia. Pe asemenea argumente s-a bazat geobotanistul Flahault, cînd a propus, în 1900, introducerea noțiunii de etaj.

Din punct de vedere climatic, etajele rezultă din variația temperaturii și a precipitațiilor în altitudine. Din punct de vedere geomorfologic interesează desigur aceste elemente, precum și vegetația, deoarece de ele depinde morfogeneza. Dar, cel mai esențial fapt, pentru etajele morfologice, sînt *panta* și multitudinea pantelor impuse de marea densitate a fragmentării create de văi. Înclinarea tot mai mare a acestora accelerează, în mod cu totul deosebit, eroziunea de toate tipurile ; acesta este și motivul pentru care se încetățenește tot mai mult noțiunea de *eroziune de versant,* ca ceva specific, în primul rînd, regiunilor înalte. Aici morfogeneza este deosebit de activă. Printre alte caractere specifice etajelor se pot enumera :

— umiditatea care crește cu altitudinea pînă la un maximum pluvial, după care scade ;

— temperatura scade și ea în înălțime, dar și aerul se rărește în același sens ; aceasta face ca insolația la sol să fie foarte puternică ziua, și ger noaptea, de unde rezultă o dezagregare tot mai rapidă ;

— apele curgătoare au un regim puternic torențial, ceea ce le dă posibilitatea să roadă puternic în adîncime, dar să și evacueze, în timp scurt, cantități mari și grosiere de aluviuni ;

— etajele se succed repede unele după altele, ceea ce face să existe puternice influențe ale unora asupra altora, atît de sus în jos, cît și de jos în sus ; aluviunile, volumul de apă, limbile glaciare pătrund din etajul superior spre cel inferior și, pe de altă parte, adîncirea văilor, în părțile joase, accelerează eroziunea către etajele înalte ;

— orientarea înălțimilor față de vînturi sau expunerea față de insolație creează o diferențiere deosebită între versanții opuși ai etajelor, mai ales la latitudinile medii și mici ;

— toate acestea s-ar putea însuma într-o eroziune foarte accelerată, dar diferențiată, specifică etajelor.

Principalele etaje morfoclimatice sînt :

Etajul glaciar, caracteristic pentru toate masivele care depășesc limita zăpezilor permanente (aproximativ 5 000 m la ecuator, 3 000 m în zona temperată și zero metri la cercul polar). Acest etaj se întîlnește inclusiv în zona rece acolo unde există munți, ghețarii lor funcționînd, în mare parte, după legea etajării. Ghețarii montani îmbracă alte forme decît cei de calotă ; ei sînt foarte reduși, se deplasează mai repede ; temperatura lor, chiar în adîncime, este foarte aproape de punctul de topire ; din acest motiv, ploile de vară pătrund adînc, prin fisuri, topind o parte din gheață.

Etajul periglaciar se întinde obișnuit mai sus de limita pădurii. El se extindea începînd cu părțile înalte ale zonei periglaciare și, trecînd prin munții înalți temperați, atinge chiar ecuatorul. În porțiunile cu precipitații minime se creează adevărate p u s t i u r i r e c i. Deși este etaj „periglaciar", un rol mare, în morfogeneză, îl are torențialitatea (fie din ploi, fie din topirea zăpezii). Pe versanți acționează puternic variațiile diurne ale temperaturii — insolație ziua, îngheț noaptea. (În „zona"

periglaciară importanță mare au amplitudinile sezoniere.) Ritmul proceselor de dezagregare este foarte activ în munte, pantele sînt pline de grohotișuri; dar și evacuarea lor de către ape este mare, ceea ce mărește ritmul morfogenezei. (În „zona" periglaciară domină solifluxiunea, față de dezagregări, deoarece evacuarea este foarte lentă și se ajunge la colmatarea văilor). Pe pantele orizontale extinse, sau pe pantele ușor înclinate dar acoperite cu pătură de dezagregări și sol (pășunea alpină), se întîlnește o gelisolifluxiune relativ redusă, cu brazde și terasete.

Etajul temperat se caracterizează prin vegetație de pădure și de sol incipient, ambele funcționînd ca ecran între agenții externi și roci. Se extinde numai în munții zonelor temperate și calde. Morfogeneza este dirijată de adîncirea apelor curgătoare. Pe versanți, eroziunea chimică și dezagregarea se efectuează, în general, la contactul dintre sol și rocă ; acestea sînt relativ intense, deoarece spălarea însăși a solului este puternică, ceea ce impune o regenerare rapidă. Regenerarea se face însă în cadrul unui echilibru dinamic, stabilit prin intermediul vegetației și solului. Spălarea versanților este în strînsă legătură cu caracterul vegetației, mai densă sau mai puțin densă, cu dezvoltarea păturii de subpădure etc. În acest sens, un rol important îl joacă contrastele de umiditate și contrastele termice, impuse de expoziție, orientarea față de vînturi, poziția față de maximul pluvial de versant. Acestea fac ca bazinele torențiale să se dezvolte mai larg sau mai redus și să activeze în consecință.

4. GRUPAREA PE ROCI ȘI STRUCTURI (LEGEA EROZIUNII DIFERENȚIALE)

Intensitatea proceselor geomorfologice precum și unele forme specifice sub care se manifestă agenții de modelare, capătă aspecte proprii, sau se grupează și în acest sens. Astfel, eroziunea chimică va fi foarte activă și totdeauna conducătoare în calcare, aproape indiferent de zona climatică. Vor exista numai nuanțe climatice și de etaj, ea însă va rămîne dominantă (cu excepția deșerturilor). În argile sînt caracteristice alunecările, sau eroziunea prin șiroire ; în nisipuri nu vor exista decît pante bine modelate de vînt sau de spălarea în masă.

Asemenea aspecte specifice sînt impuse și de modul de aranjare al stratelor (structura). Stratele monoclinale dirijează eroziunea spre crearea de forme asimetrice (cueste), stratele orizontale dau platouri sau abrupturi în trepte etc. Toate acestea rezultă din faptul că unele strate accelerează efectul eroziunii, altele îl întîrzie ; de asemenea, direcția discontinuităților dintre strate (direcții orizontale, monocline, ondulate, frînte etc.) accelerează eroziunea unor procese sau agenți în sensul specific

fiecărei structuri ; are loc o eroziune diferențială. În amănunt, rezultatele acestei grupări și grupările înseși sînt tratate la „Relieful petrografic și structural".

5. GRUPAREA IN VERSANȚI ȘI FORME TIPICE AGENȚILOR

De o astfel de grupare nu s-a ocupat nici un autor în mod cu totul deosebit. Ea apare întrezărită la W. Penck (1924), în sensul că el pune mare accent pe evoluția versanților. Pe de altă parte, formele create de agenți au fost impuse de W. Davis și Emm. de Martonne. Într-o asemenea grupare, evoluția versanților ar cuprinde totalitatea proceselor de alterare (cu specificul lor după rocă, climă și covor vegetal), deplasarea acestora pe pante (sub acțiunea gravitației și a altor factori) și forma pe care o îmbracă profilul versantului în timpul evoluției (în raport cu roca, cu acțiunea unor agenți externi și cu mișcările tectonice). Formele de relief grupate pe agenți se referă în primul rînd la apele curgătoare, ghețari, apa mării, vînt, apa subterană.

Între ele există și tranziții, cum ar fi acțiunea de spălare și șiroire a apei de ploaie, care îmbracă și aspectele deplasărilor de versant. Dar, între ele, există și întrepătrunderi și interdependențe inclusiv sub formă antagonică. Adîncirea văilor impune dezvoltarea versanților, iar venirile de materiale de pe versanți influențează evoluția văii pînă la colmatare.

Cele două categorii mari de forme — de versant și de agent — își dau întîlnire în evoluția generală a reliefului, supunîndu-se legii generale a netezirii prin eroziune.

CONCLUZII

Gruparea naturală a proceselor și agenților se face în funcție de zonele climatice, de etajele morfoclimatice și de rocă-structură. În sistemul acestor grupări se observă o anumită subordonare dinspre climă spre etaj și mai departe spre rocă și structură. De asemenea, în aceste grupări apar, cu rol deosebit de important, *agenții modelatori*, adică aceia care dezvoltă o acțiune complexă — de eroziune, transport și acumulare — și care își impun, pe fondul acțiunilor procesele premergătoare, forme specifice legilor lor de evoluție. În fond, oricîtă dezagregare ar fi, oricîtă alterare chimică, dacă n-ar interveni acești agenți, care să smulgă din loc materialele și să le vehiculeze pe distanțe extrem de mari (să le introducă în circuitul geologic și morfologic al materiei), nu ar exista relief de eroziune. De aceea, în tratarea generală a reliefului de eroziune nu se poate să diminuăm, sau să înecăm pur și simplu rolul acestor agenți în așa-numita geomorfologie climatică. Ei rămîn principalii, ei se asociază și se grupează în zone sau etaje, dar de aici nu

poate rezulta concluzia că zona sau etajul poate să treacă apoi pe primul loc. *Important este nu să vedem zona, etajul sau roca, ci să vedem acțiunea proceselor și agenților în cadrul acestui mediu complex, zonal, pe etaje, pe roci.* Deci, important este să nu rupem procesele și agenții de mediul natural real, în care ei acționează și creează relief.

De aceea, considerăm că *cea mai reală grupare, în urmărirea dezvoltării generale a reliefului, este aceea în procese de versant și forme create de agenți,* iar aceea pe zone climatice se justifică numai pentru cele cu influență directă (glaciară și deșertică). Diriguitoare, în procesul eroziunii, rămîne acțiunea agenților. Ambele, la rîndul lor, trebuie diversificate pe tipuri de roci, pe zone climatice, pe etaje. Dar, ele trebuie să se reîntîlnească în sinteză, în *evoluția generală,* care, de asemenea, poate căpăta, în timp, aspecte specifice regionale. Așa, de exemplu, procesele premergătoare (dezagregare, descompunere), care nu dau forme de relief, se impun a fi studiate fiecare separat dar în același timp este necesar a se urmări intensitatea lor pe zone climatice, pe etaje și roci. Procesul în sine, al alterării, rămîne însă peste tot. Mișcarea alterărilor, prin forța gravitației — care începe deja să dea forme de relief, este de asemenea generală, indiferent de zona climatică ; diferențierile de intensitate și formă trebuie însă cunoscute și aici.

În ceea ce privește acțiunea agenților, ea apare creatoare de reliefuri, reliefuri care suferă modificări pe zone, etaje și roci, dar peste tot rămîne, în bună parte, ceea ce este specific fiecărui agent. Mai mult, specificul maxim al reliefurilor create de un anumit agent este scos în evidență tocmai de o anumită zonă climatică, de un etaj sau de o rocă. De exemplu, acțiunea apelor curgătoare este tipică pentru regiunile temperate și pentru etajele muntoase temperate și periglaciare ; acțiunea vîntului este reliefată cu precădere de clima aridă și de crestele înalte etc. Acesta este principalul motiv pentru care relieful pe agenți trebuie tratat, în primul rînd, pentru zona în care el se dezvoltă în forma cea mai specifică ; se arată apoi combinația cu diferiți alți agenți și, în fine, diminuările ce le suferă și combinările respective pentru alte medii morfogenetice în care acțiunea lui devine mai puțin specifică. Rezultă, deci, că *este mai normală și mai „genetică" gruparea formelor de relief pe agenți, sub forma indicată mai sus* (de zonă specifică, combinații cu alte acțiuni, modificările suferite în alte zone etc.), decît studiul zonelor morfoclimatice care duce la repetări inutile și în ultimă instanță se ajunge tot la șiruri de forme pe agenți. Problema se poate pune invers numai cînd e vorba de evoluția generală a unor teritorii care se extind aproximativ cît o zonă climatică ; adică, numai în „sinteza evoluției", în faza „finală", cînd șirurile de forme specifice agenților dispar pe acest fond general al zonei.

D. LEGILE GENERALE ALE EROZIUNII

1. Legea echilibrului

Dacă acţiunea morfogenetică a agenţilor se supune în spaţiu (regional) legilor zonalităţii, etajării şi durităţii rocilor, în timp ea este dirijată de legea echilibrului. Este vorba de tendinţa pe care o au cele două categorii de agenţi contradictorii de a crea, la contact, suprafeţe de echilibru. Această tendinţă se constată cu precădere la agenţii externi, deoarece acţiunea lor este aceea care reacţionează în acest sens în funcţie de acţiunea „precedentă" a factorilor interni : dacă înălţarea se accelerează, eroziunea se accelerează şi ea pînă la un maximum peste care altitudinile nu mai pot creşte chiar dacă înălţarea continuă ; dacă ridicarea diminuează sau se opreşte, eroziunea va continua, un timp, acţiunea sa accelerată, pentru a compensa avansul cu care a fost depăşită de către forţele interne. Aspectul cel mai specific este acela al apariţiei unor altitudini relative şi absolute extrem de diversificate ; este un relief de „dezechilibru". Cu timpul însă, eroziunea va ajunge să se desfăşoare sub forma unei acţiuni de echilibru. Aceasta se remarcă prin formarea unor suprafeţe tot mai uniforme, mai netede, din care asperităţile tind să fie cît mai mult eliminate ; suprafeţele, la rîndul lor, vor tinde să devină tot mai netede. Desigur, realizarea acestor tendinţe se face de la parţial spre general, de la suprafeţe locale şi tot mai mici, de echilibru, către unele tot mai extinse. De aceea, însuşi echilibrul trebuie privit ca o acţiune de interdependenţă a forţelor contradictorii, care durează timp extrem de îndelungat şi în care procesul morfogenetic continuă într-o formă calitativ nouă.

Există mai multe forme generale de echilibru : al crestelor şi vîrfurilor maxime (cînd înălţările sînt puternice), al suprafeţelor parţiale de netezire (cînd domină eroziunea) şi, un echilibru relativ static cînd şi eroziunea s-a redus la maximum (echilibrul de peneplenă). Primul caz este puţin studiat, de el ocupîndu-se cu precădere Albrecht Penck, K. Markov şi V. D. Dibner. S-a crezut că, din cauza denudării accelerate (A. Penck), sau a multiplicării fragmentării (Dibner), se realizează o suprafaţă superioară de denudare (nivelul crestelor şi vîrfurilor înalte), care ar fi cu atît mai uniformă cu cît şi roca ar fi mai unitară. În realitate există o mare neuniformitate în cadrul acestei suprafeţe din cauza rocilor, a extensiunii diverse a bazinelor hidrografice, a expunerii şi orientării crestelor, a acoperirii unora cu gheaţă şi zăpadă permanentă etc.

Pentru multitudinea formelor create de agenţii externi, cel mai important tip de echilibru este acela care se realizează în condiţiile dominării „moderate" a eroziunii, pe care îl vom denumi *echilibru dinamic*. Caracteristic acestuia este faptul că în realizarea şi dezvoltarea sa in-

tervin anumite pături ce funcționează ca tampon și anume : pătura de dezagregări, de vegetație și de sol. În general, nu se poate vorbi de echilibru decît atunci cînd forțele celor două categorii de agenți permit, sau impun, formarea cel puțin a păturii de dezagregări, care să fie capabilă să „absoarbă" toată energia externă și să o facă să acționeze, asupra rocilor, numai prin intermediul său.

Realizarea echilibrului dinamic se materializează prin formarea unor pante, sau suprafețe, tot mai uniforme. Forma și extinderea acestora, altitudinea la care se realizează și înclinarea parțială a lor sînt în funcție de gruparea agenților externi, de modul propriu de a acționa al fiecărui agent, de duritatea rocii etc. Realizarea generală a echilibrului are loc astfel : mai întîi se instalează, pe încetul, o pătură de dezagregare sau de aluviuni care nu mai poate fi evacuată în întregime. Ea va deveni, astfel, un tampon de care se vor izbi toate acțiunile externe. Oscilațiile termice, apa de ploaie vor trebui să treacă prin ea pentru a ajunge la roca în loc. Ea va opri o parte din energia acestora și numai un rest va ajunge să dezagrege și să descompună roca de bază. În plus, aceste descompuneri se vor adăuga la baza păturii de dezagregare. Aspectul dinamic al morfogenezei rezultă din faptul că această pătură se regenerează mereu de la bază, în timp ce la suprafață, la contactul cu atmosfera, materialele ei vor fi tot mai mult fărîmițate, spălate, transportate, spulberate de vînt. Ea va rămîne însă continuu ca o pătură tampon, materialele ei vor fi continuu altele, iar poziția altimetrică va fi tot mai joasă (v. fig. 28). Ca grosime, ea are tendința să se mărească, dar în general nu depășește un maximum, care îi permite să rămînă mereu o pătură activă, în continuă regenerare, o pătură care „consumă" și transmite spre roca în loc energia externă. Apariția acestei pături reprezintă un salt calitativ în procesul morfogenetic.

Cînd pe această pătură se instalează și vegetație și sol, fenomenele se dezvoltă similar, din punct de vedere al echilibrului dinamic, dar mult mai complexat. Vegetația va da, prin rădăcinile sale, o coeziune mai mare acestei pături tampon, protejînd-o prin însăși coronamentul său ; ea va consuma o mare parte din energia calorică, hidrică și eoliană nelăsîndu-le să pătrundă spre roca vie decît prin filtrul ei și în mod cu totul atenuat. Dar, acest plus de stabilitate nu înseamnă reducerea exagerată a eroziunii ; vegetația însăși consumă o mare cantitate din sărurile solului, deci din roci, și tot vegetația mărește, prin produsele sale acide, capacitatea apei de a ataca chimic rocile din subsol. În plus, rădăcinile copacilor pătrund prin fisuri, provocînd dezagregări. Pătura de sol va fi continuu spălată, la suprafață, dar continuu se va regenera din stratul de dezagregări și acesta la rîndul său din roca vie. Procesul de eroziune este continuu, se produce sub formă de echilibru și este controlat permanent de cele trei pături tampon — vegetație, sol, dezagregări.

Varietatea suprafețelor de echilibru. Suma forțelor externe, care intră în interacțiune pe un anumit teritoriu cu agenții interni, este foarte variată atît ca mărime cît și sub aspectul calitativ (al formelor de a ac-

ţiona). Din această cauză, şi suprafeţele de echilibru — adică rezultantele lor — vor fi foarte diverse. Aceste aspecte se schimbă o dată cu schimbările intervenite în factorii de bază, ce compun suma forţelor externe, dar şi o dată cu dezvoltarea echilibrului de la stadiile incipiente către stadiile cu caracter final ale unei perioade. Aşadar, forma suprafeţelor de echilibru (respectiv înclinarea pantei, altitudinea la care se realizează, extinderea şi relieful de amănunt) este în funcţie de agentul modelator principal, de rocă, de gruparea forţelor de eroziune pe zone climatice sau etaje, precum şi de stadiul de evoluţie al echilibrului (incipient, sau apropiat de echilibrul „static"). În stadiul incipient, al dezvoltării echilibrului dinamic, pantele au înclinări proprii pentru fiecare tip de rocă şi structură ; rocile mai dure dau pante de echilibru mult mai înclinate decît cele moi. Densitatea vegetaţiei şi în special pădurea contribuie, de asemenea, la realizarea unor pante de echilibru mai înclinate. Gruparea intensităţii agenţilor pe climate reprezintă însă una din cauzele principale ale diversificării suprafeţelor de echilibru pe tipuri principale de bază. Astfel, se pare că pediplenele domină în zona ecuatorială şi subecuatorială, pedimentele şi glacisurile domină în zonele aride şi semiaride, cîmpiile piemontane se dezvoltă mai ales la poala munţilor din zonele mediteraneene, iar terasele în zonele temperate.

În mare însă, există două categorii de suprafeţe de echilibru şi anume : specifice versanţilor şi altele specifice fiecărui agent modelator cu nivel de eroziune bine precizat. Suprafeţele de versant se realizează de către procesele de meteorizare şi de transport în masă (alunecări, prăbuşiri, torenţi, spălare în masă, creepingul) ; forma şi înclinarea pantei depind de ritmul adîncirii rîurilor, de modul cum clima îmbină aceste forţe, precum şi de natura rocilor.

Suprafeţele specifice agenţilor se realizează pe direcţia principală de atac a acestora : la apele curgătoare echilibrul este marcat de suprafaţa luncii, aluviunile constituind pătura tampon ; la apa mării suprafaţa se realizează în lungul ţărmului sub formă de plaje şi platformă continentală ; la gheţari, în lungul limbilor şi la nivelul circurilor (respectiv limita zăpezilor permanente). Dintre acestea, forma cea mai complexă şi mai importantă se întîlneşte la apele curgătoare. Ele creează, în prealabil, o infinitate de porţiuni cu echilibru parţial, care se reduc cu timpul la un număr restrîns de sectoare ce persistă timp extrem de îndelungat. Profilele de echilibru ale apelor curgătoare au o deosebită importanţă şi pentru faptul că, în funcţie de altitudinea lor, se reglează şi evoluţia versanţilor limitrofi.

Tendinţa generală de realizare a suprafeţelor de echilibru este strîns legată de trei nivele care localizează acţiunea de eroziune a trei agenţi principali : nivelul oceanului (pentru apa curgătoare, dar în ultimă instanţă tot aici se opreşte şi acţiunea vîntului şi a glaciaţiunii de calotă), nivelul platformei continentale[1] situat între zero şi minus 200 m

[1] De fapt este limita inferioară de acţiune a valurilor.

(pentru apa mării) și nivelul limitei zăpezilor veșnice (pentru ghețarii montani și nivațiune). De la aceste trei nivele pornește atacul general asupra terenurilor mai înalte decît ele și către aceste nivele eroziunea tinde să creeze reliefuri de maxim echilibru.

În cadrul acestei tendințe generale, forma pantelor este în funcție de stadiul de evoluție al echilibrului. În stadiile incipiente, realizarea acestuia, cît și a suprafețelor de echilibru, are caracter local și parțial. Aceasta, deoarece, nu numai cele trei nivele generale ci, orice loc, mai mare sau mai mic, care are o înclinare redusă constituie o frînă în evacuarea materialelor ; ele reprezintă nivele locale, în spatele cărora eroziunea are tendința de a realiza suprafețe sau pante parțiale de echilibru (fig. 15). Pe parcursul evoluției, suprafețele situate la aceeași altitudine se contopesc ; pe de altă parte, suprafețele mai superioare sînt distruse de extinderea celor inferioare în tendința de a crea un număr redus de sectoare de echilibru. Aceste sectoare capătă caracter unitar pe unități mari tectono-structurale ; de exemplu, lunca unei văi va avea aceeași pantă și chiar lățime pe tot traseul unei depresiuni sau unui șir de dealuri, care în mare au aceeași compoziție petrografică și structurală.

Pe măsură ce evoluția înaintează, sectoarele încep să se uniformizeze și între ele, putînd cuprinde pînă la zone întregi morfoclimatice. Cu aceasta se intră în stadiul final al evoluției echilibrului dinamic, cînd suprafețele parțiale se contopesc în suprafețe generale de tipul pediplenei sau peneplenei. Este stadiul final al evoluției echilibrului *dinamic-descendent* care poate dura extrem de mult timp, dacă nu intervin mișcări ce regrupează forțele într-un nou echilibru ; acesta poate redeveni dinamic-ascendent, pînă la dezechilibru. În stadiul final, echilibrul capătă tot mai mult caracter „static".

Ruperea echilibrului, o dată stabilit, se poate face datorită modificării combinațiilor de forțe ce l-au realizat. Acestea pot fi : schimbări climatice, modificări esențiale ale vegetației, intervenția omului în distrugerea vegetației, mișcări de înălțare sau de coborîre. Toate acestea pot scoate teritoriile afectate din echilibru, eroziunea se accelerează și distruge pășunile tampon, suprafețele vechiului echilibru sînt fragmentate parțial sau total. Sub resturile vechilor pante de echilibru iau naștere, cu timpul,

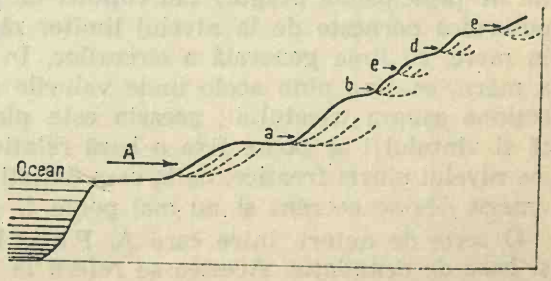


Fig. 15 — Tendința generală (*A*) și parțială (*a,b,c...*) de realizare a pantelor de echilibru.

altele noi ; se formează suprafeţe etajate de echilibru (terase de rîu, terase marine, glacisuri etc.). Cînd scoaterea din echilibru este cauzată de o lăsare, atunci vechea suprafaţă e fosilizată de acumulări.

Ruperile de echilibru pot fi locale şi parţiale, regionale sau generale. În general, aceste ruperi duc la întreruperea evoluţiei descendente a eroziunii, trecînd la o acţiune mai accelerată, care poate lua forma unui echilibru dinamic ascendent ; de exemplu, cînd începe o ridicare lentă. Numai în cazul cînd forţa ce modifică echilibrul intervine brusc, cum ar fi o despădurire, atunci dezechilibrul ia locul echilibrului, în eroziune.

2. LEGEA NIVELULUI DE BAZĂ. BAZELE DE EROZIUNE

S-a arătat că tendinţa generală de realizare a suprafeţelor de echilibru este strîns legată de nivelul oceanului, nivelul platformei continentale şi nivelul limitei zăpezilor veşnice şi al limbilor glaciare. Sub aceste nivele eroziunea, practic, încetează deoarece încetează însăşi mişcarea mediului care execută transportul şi eroziunea. Aceste nivele către care sînt transportate materialele eroziunii şi către care tinde să fie nivelat relieful situat deasupra lor, poartă numele de baze de eroziune. Baza funcţionează ca o lege limitativă a eroziunii şi denudării în general.

Mergînd pe firul evoluţiei generale a eroziunii, se poate observa cum, în ultimă instanţă, suprafaţa Oceanului planetar, formează *nivelul general de bază* pentru orice teritoriu. Dar, în aspectele de amănunt, nivelele de bază se multiplică de la cele *regionale*, către cele *principale, parţiale* şi *locale*. În ultimă instanţă, fiecare punct de teren, situat mai jos decît cele din spatele lui, formează un nivel local de bază ce stimulează eroziunea spre înapoi.

Pentru apele curgătoare se delimitează două categorii de baze ale eroziunii şi anume : cel care fixează gura de vărsare (ocean, mare, lac sau rîu) şi altele care pornesc de la rupturile de pantă din profilul longitudinal ; acestea din urmă coincid de obicei cu unităţile principale petrografice şi structurale, sau cu etape de eroziune. La gheţari, limba roade, bineînţeles după alte legi, în funcţie de punctul de topire, apoi în funcţie de principalele praguri sau rupturi de pantă ; dar, o eroziune şi mai puternică porneşte de la nivelul limitei zăpezilor veşnice, care coincide, în mare, cu linia generală a circurilor. În ce priveşte baza de eroziune a mării, ea ţine pînă acolo unde valurile şi mişcările legate de ele pot acţiona asupra uscatului ; aceasta este platforma continentală. Se pare că şi vîntului i se poate fixa o bază relativ proprie de eroziune şi anume nivelul pînzei freatice, de la care deflaţia ar urma să înceteze ; nisipul umezit devine coerent şi nu mai poate fi spulberat.

O serie de autori, între care A. Penck şi W. Penck, au deosebit şi *baze de denudaţie*. Acestea se referă la poala versanţilor, care consti-

tuie baze imediate și active eroziunii de versant. Ele pot coincide cu talvegul văilor, sau pot fi independente. În primul caz, evoluția văilor și a versanților se face în strînsă dependență.

Bazele de denudare independente pot fi și ele de două categorii : dictate de nivele structurale și petrografice, sau dictate de vechi suprafețe de echilibru, ridicate ulterior la diferite altitudini. În această ultimă categorie intră și cîmpiile sau fundul depresiunilor, care limitează versanții unor înălțimi. Fiecare din aceste trepte — structurale, de eroziune sau de acumulare — indiferent de altitudinea la care se află, funcționează ca baze de denudare independente, dezvoltînd, atît cît vor exista, suprafețe de nivelare.

În majoritatea cazurilor, bazele de eroziune ale rîurilor constituie angrenaje sau *sisteme de baze de eroziune* împreună cu cele de denudare. Să concepem, spre exemplu, toate ramificațiile unui rîu ; de la fiecare confluență pornește, pe profilul afluentului în sus, cîte o bază locală de eroziune pentru fiecare apă curgătoare. Ele reglează și bazele inferioare de denudare ale versanților. Pe de altă parte, bazele independente ale versanților constituie trepte peste care apele curgătoare își formează cîte un nivel de bază local etc.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul III

PROCESELE PREMERGĂTOARE EROZIUNII

Procesele premergătoare eroziunii sînt acelea care, în principiu, distrug roca în loc, fără a deplasa sfărîmăturile rezultate. Este vorba de un ansamblu de acțiuni mecanice și chimice care fărîmițează sau transformă complet natura primară a rocilor. Forțele distrugătoare își au sediul în atmosferă, motiv pentru care acțiunea respectivă a fost denumită și *meteorizare*. Cu alte cuvinte, prin meteorizare s-ar înțelege totalitatea transformărilor pe care le suferă rocile în contact cu agenții atmosferici. Noțiunea are totuși un caracter relativ îngust, deoarece nu include și acțiunea păturii vegetale care contribuie, alături de agenții atmosferici, la procesul distrugerii în loc a rocii.

Acest ansamblu de procese a mai fost denumit, de către W. Penck (1924), și *pregătirea rocii* pentru eroziune. Sensul este mult mai larg și similar cu cel folosit de G. Vâlsan, de *procese elementare* în modelarea scoarței terestre (1945). Preferăm însă termenul de *procese premergătoare* eroziunii, fiind ceva mai cuprinzător. Delimitînd o asemenea categorie de procese, nu înseamnă că ele premerg absolut obligatoriu pe celelalte, procesele premergătoare și cele de eroziune propriu-zisă desfășurîndu-se în general concomitent.

Rezultatul general al proceselor premergătoare poartă numele de *alterarea rocii în loc*. Alterarea rocilor primare începe cînd suprafața lor ia contact cu atmosfera. În continuare, asupra sfărîmăturilor rezultate, vor acționa variațiile termice, variațiile de umiditate, chimismul apei, acizii — în special cei carbonici, acțiunea mecanică și chimică a vegetației. Sfărîmăturile se vor distruge și mai mult, devenind tot mai fine, deci mai ușor de deplasat din loc. Numai o dată cu această deplasare apar formele de relief. Continuarea procesului, mai departe, este tocmai în

funcție de îndepărtarea materialelor deja alterate, cu alte cuvinte, de posibilitatea rocii de a expune încontinuu noi și noi părți nealterate. Reînnoirea expunerii joacă un rol esențial în ceea ce privește viteza alterării ; aceasta este, după cum vom vedea, în funcție de pantă, de rocă și de climă.

Procesele principale ale alterării rocilor sînt : fizice, chimice și fizico-chimice. Alterarea fizică se face sub formă mecanică și poartă numele de *dezagregare*. Procesele chimice dau naștere la *alterarea chimică*, iar cele fizico-chimice la *dizolvare*.

A. DEZAGREGAREA

Dezagregarea este produsă de presiunile create în rocă, datorită variațiilor termice, de volum etc. Dezagregarea este ușurată de către discontinuitățile și golurile din interiorul rocii (suprafața internă a rocii) ca și de compoziția eterogenă a unora din ele. Astfel, porozitățile, diaclazele, planurile de șistuozitate, suprafețele de strat, fracturile, spațiile mici dintre elementele rocilor granulare, toate constituie căi de pătrundere și de contact cu agenții atmosferici sau biotici. Dezagregarea se efectuează în principal prin insolație și ger, la care se adaugă și acțiunea de umezire-uscare, acțiunea unor substanțe care cristalizează, acțiunea biologică, acțiunea de alterare chimică.

1. INSOLAȚIA

Oscilațiile de temperatură provoacă dilatări și contractări, respectiv tensiuni, care au ca efect distrugerea suprafeței rocii. În acest proces, importanță are nu diferența oscilațiilor termice ci viteza cu care survin aceste diferențe. În cazul oscilațiilor încete, tensiunile provocate sînt mici și roca are timpul necesar să se adapteze modificărilor de volum impuse de temperatură. Așa spre exemplu, contrastele de temperatură dintre vară și iarnă nu au prea mare importanță în dezagregare. În schimb, contrastele dintre zi și noapte, mai ales cînd ele survin relativ repede, au cea mai mare importanță pentru dezagregarea termică. Acest fenomen este intens cu deosebire în zonele aride, precum și în zonele centrale continentale, unde umiditatea este foarte redusă. Umiditatea crescută atenuează diferențele termice prin absorbția căldurii și reducerea emanării acesteia. În mod special apa din sol absoarbe căldura și o cedează greu la răcire, reducînd variațiile termice.

Cel mai mare rol în dezagregarea termică îl joacă radiația directă asupra rocilor — insolația. Ea este maximă în regiunile descoperite de vegetație și redusă, pînă la zero, în regiunile acoperite cu vegetație bogată. În zonele deșertice insolația poate provoca diferențe termice de pînă la 60°—70°. Ea este de asemenea puternică în etajele înalte ; și aici roca se poate încălzi, ziua, pînă la 20°—30°, iar noaptea poate scădea mult sub zero grade. Bineînțeles că expunerea versanților joacă un rol deosebit, pantele umbrite nefiind supuse insolației.

Puterea de pătrundere în interiorul rocii este în funcție de conductibilitatea termică a acestora. În general, insolația pătrunde pînă la 0,5 m, adică mult mai puțin decît oscilațiile termice provocate de către temperatura aerului. Încălzirile și răcirile repetate duc la plesnirea părților afectate de aceste presiuni. Un rol deosebit, în grăbirea dezagregării, îl are conductibilitatea diferită a elementelor ce compun rocile eterogene (exemplu, granitul) ; de asemenea liniile de slabă rezistență cedează mai repede presiunilor, determinînd plesnituri pe diferite direcții.

Cercetările de laborator au dovedit că simpla încălzire și răcire a rocii — chiar la diferențe de 70°, realizate în deșert în timp de 12 ore — nu este suficientă pentru a provoca dezagregări de proporția celor întîlnite în aceste locuri. Rocile capătă, în scurt timp, o anumită „obișnuință“ față de aceste variații și nu se mai dezagregă. Este, se pare, necesară și prezența apei, chiar în cantități foarte reduse ; în asemenea condiții — de ușoară umezire — procesul devine deosebit de activ. De altfel, chiar în deșerturile așa-zise absolute se înregistrează un minimum de precipitații pe an ; la aceasta se adaugă roua și apa pînzelor de adînc, ce se ridică sub formă capilară. Este vorba deci de o combinare a proceselor chimice cu cele fizice, în care totuși rolul cel mai mare îl au tensiunile provocate de către insolație.

Produsele dezagregării prin insolație, în primul stadiu, sînt mari și colțuroase, amestecate haotic cu produse foarte fine. În stadiile avansate încep să domine produsele mai fine. În general, dimensiunile dezagregărilor sînt în legătură cu compoziția rocilor și cu gradul lor de conductibilitate termică; rocile cu o compoziție complexă, granulare, se descompun, chiar de la început, în produsele fine ale componenților lor.

2. ÎNGHEȚUL — DEZGHEȚUL

Cuplul îngheț-dezgheț constituie forma cea mai activă a dezagregării În acest proces intervine apa, care se infiltrează prin cele mai fine crăpături ale rocii. Din punct de vedere al capacității de infiltrare, apa urmează imediat după eter. Ea mai are și proprietatea că, înghețată, își mărește volumul cu 1/11 (1 cm^3 apă duce la 1,091 cm^3 gheață). Presiunile provocate de către apa înghețată ating între 2000—6000 kg/cm^2 (K a l e s n i c). Presiunile acestea rezultă și din faptul că apa, din interiorul

unei crăpături, îngheaţă treptat, începînd de la suprafaţă. O dată îngheţată la partea superioară, apa din interior este închisă ermetic ; pe măsură ce îngheţul continuă se nasc presiuni tot mai mari. Atunci apa va pătrunde şi mai puternic prin golurile rocii, iar cînd va îngheţa presiunea va fi cu atît mai mare. Repetarea ritmică a îngheţului şi dezgheţului duce la lărgirea crăpăturilor, la crearea unei noi reţele de fisuri, la izolarea efectivă a unor bucăţi de rocă (fig. 16). Datorită presiunilor amintite, transmise inclusiv prin apa necongelată, dezagregarea de acest tip se produce chiar mai jos de nivelul pînă la care are loc îngheţul. Există şi o limită, deoarece se pare că la presiuni de peste 2050 atmosfere apa îngheţată nu se mai dilată.

Dezagregarea prin îngheţ este în strînsă legătură cu ritmul oscilaţiilor termice în jurul lui zero grade. Acesta este deosebit de mare în zona limitei zăpezilor, concepînd-o inclusiv sub forma deplasărilor ei de la vară la iarnă. Aici solul îngheaţă noaptea şi se dezgheaţă ziua, producînd o dezagregare superficială foarte activă. Peste această limită, încep să capete importanţă gerurile mari, care pătrund mult în adîncime. Ele se fac simţite iarna, chiar în regiunile temperate continentale ; sînt chiar intuite de popor prin zicale de tipul : „este ger de crapă pietrele", sau „este ger de cresc pietrele".

Dezagregarea este atenuată în zonele acoperite de vegetaţie. În regiunile mediterane, unde solul şi vegetaţia sînt mai puţin continue, dezagregarea prin îngheţ-dezgheţ capătă, pe alocuri, proporţii importante.

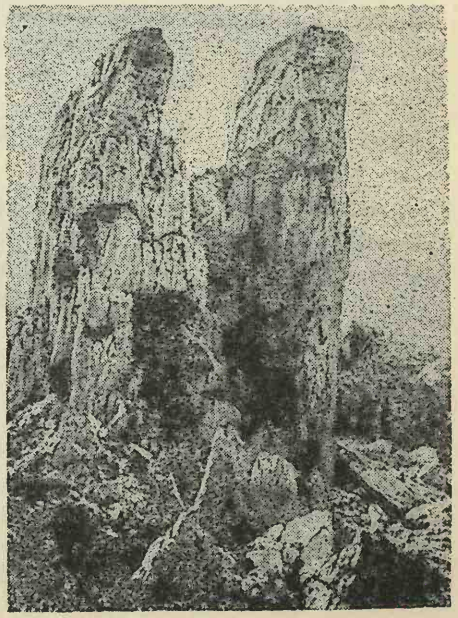


Fig. 16 — Dezagregări. Pietrele Doamnei din Rarău.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Materialele rezultate formează așa-numitul *detritus* (masă de sfărîmături colțuroase). Mărimea particulelor este strîns legată de caracteristicile de fisurare, diaclazare și porozitate ale rocilor. Altfel spus, gradul de gelivitate al rocii determină mărimea sfărîmăturilor (roci macrogelive sau roci microgelive). La detritus se adaugă și materialele fine, pînă la praf, care rezultă mai ales din alterările de la suprafață cu caracter termic și chimic.

3. UMEZIREA—USCAREA

Umezirea și uscarea, în alternanță, duc la slăbirea coeziunii rocii. Fenomenul este specific, cu precădere, rocilor argiloase. Acestea, în stare umedă, își măresc volumul pînă la 1/3, datorită pătrunderii apei în jurul fiecărei particule constituente. Umflările creează presiuni mari, ce determină formarea de pseudocute, sau alunecări de strate. În timpul secetelor, apa se evaporă, uneori destul de repede, volumul rocii se restrînge, producînd o rețea de crăpături de formă poligonală. Evaporarea este însoțită, uneori, de aducerea de săruri către suprafață (eflorescențe, cruste), care lasă goluri pe locurile de unde au plecat. Distrugerea, prin umezire-uscare, este puternică în zonele semideșertice, formate din argile, precum și în alte unități argiloase, în care sărurile componente nu dau posibilitatea instalării unei vegetații dense.

Rezultatele acestui fenomen de alterare a rocii sînt : un praf foarte fin, săruri precipitate, masa materialelor cu crăpături, ondulări și alunecări. Acestea pot fi apoi erodate cu ușurință de către vînt și de către ape.

4. DEZAGREGAREA BIOLOGICĂ

Este mai puțin importantă decît dezagregarea termică și prin îngheț, dar este foarte răspîndită cu precădere acolo unde domină pădurea. Principala acțiune este dată de presiunea rădăcinilor arborilor, care pătrund prin crăpăturile rocilor. Aceste presiuni pot atinge 30—50 kg/cm² (C. C h i r i ț ă), iar rădăcinile pot să coboare între 5—20 m adîncime. În regiunile mai secetoase există copaci ale căror rădăcini depășesc cu mult masa coronamentului. Pe mulți versanți se pot observa specii de pin sau o serie de arbuști care se fixează direct pe stînca goală, înfigîndu-și rădăcinile în crăpături pe care le lărgesc.

Însăși acțiunea de dezagregare a animalelor nu este de neglijat. Există o infinitate de microorganisme, apoi insecte și mamifere care își duc cea mai mare parte din viață la adîncimi de cîțiva metri sau zeci de metri în pămînt. Multe din ele sapă galerii și deschid drum pătrunderii aerului și apei. Se cunoaște, spre exemplu, capacitatea rîmelor de a pre-

face complet solul unei livezi, în timp de 50 ani, pe o grosime de 25 cm (G. V â l s a n).

Deşi rolul vegetaţiei şi animalelor, în dezagregare, nu pare prea mare, este totuşi de amintit că în subsolul pădurilor se află o pătură de dezagregări, care nu este formată nici de insolaţie şi nici chiar de îngheţ. Rămîne în joc rolul vegetaţiei, care trebuie privit însă în strînsă combinaţie cu acţiunile chimice de alterare.

5. DEZAGREGAREA CU AJUTORUL CRISTALELOR

În interiorul crăpăturilor rocilor circulă o serie de substanţe care prin cristalizare îşi măresc volumul, creînd presiuni şi plesniri ale acestora. Fenomenul este activ mai ales în deşerturi, unde trecerile unor substanţe de la starea nehidratată la compuşii hidrataţi dezvoltă presiuni de la 100 la 1000 atmosfere. În jurul eflorescenţelor din zonele secetoase se observă totdeauna o dezagregare foarte avansată.

6. DEZAGREGAREA COMPLEXĂ

În cele mai multe cazuri dezagregarea nu se produce sub o singură formă. Ea reprezintă o combinaţie între forţele mecanice şi acţiunile de alterare chimică şi dizolvare. Adesea, chiar aceste ultime procese pot provoca forme de dezagregare. Alterarea şi dizolvarea pătrund pe contactele dintre strate, pe planele de şistuozitate, pe diaclaze şi pe tot felul de discontinuităţi, creînd un avans de distrugere pe aceste direcţii. Transformările chimice, care au loc în reţeaua respectivă, provoacă schimbări de volum, dilatări, contractări, presiuni, tasări, toate ducînd la dezagregări.

Fenomenul de alterare este deci complex şi relativ unitar.

B. ALTERAREA CHIMICĂ

Alterarea chimică provoacă nu numai fărîmiţarea rocii, ci schimbă chiar natura ei petrografică. Agentul principal al alterării este apa. Ea se disociază în ioni de hidrogen şi hidroxil (OH) acţionînd fie ca bază, fie ca acid, în funcţie de compusul care este supus descompunerii. Dacă acesta este mai mult acid, atunci apa acţionează ca bază şi vice-versa. Descompunerea chimică creşte o dată cu temperatura şi umiditatea. Motivul principal este acela că la temperaturi ridicate creşte gradul de disociere al apei. La tropice gradul de disociere al apei este de cca două ori

mai mare decît în zona temperată, iar sub zero grade alterarea chimică se reduce extrem de mult. În regiunile cu climat arid, alterarea chimică este foarte scăzută din cauza lipsei de apă. Se citează exemplul unui obelisc de sienit care a stat sub cerul senin al Egiptului încă dinaintea erei noastre fără ca scrisul de pe el să se altereze ; mutat la New York, într-un mediu umed, a căpătat repede o crustă groasă de alterare.

Alterarea este în funcție și de natura rocilor ca și de „topografia" materialelor atacate (fig. 17). Granitele spre exemplu, care au o compoziție complexă, pot fi distruse numai prin descompunerea unui singur element ; rocile puternic fisurate expun alterării o suprafață interioară enorm de mare și descompunerea va fi cu atît mai activă. De asemenea, părțile colțuroase sînt atacate totdeauna mai puternic ; este așa-numita *lege a rotunjirii colțurilor.*

În mod deosebit, alterarea chimică capătă proporții mari în regiunile calde și umede și apoi în cele temperate. Aici, ea este stimulată și de vegetație și de procesele bacteriologice din sol și subsol ; învelișul vegetal menține o umezire permanentă ; putrezirea părților moarte dau substanțe active din punct de vedere chimic ; în general viețuitoarele separă o serie de acizi ce devin agenți activi ai alterării. Puterea de descompunere a apei crește datorită încărcării ei cu toți acești acizi produși de pătura biotică, sau cu o serie de săruri agresive (cloruri, sulfați) pe care le primește chiar din conținutul însuși al rocilor. La acestea se adaugă și o serie de gaze cu care apa de ploaie se încarcă din atmosferă, în special bioxidul de carbon. Apa provenită din topirea zăpezii este și mai agresivă, deoarece aceasta fixează în interiorul său o cantitate mult mai mare de gaze. Se cunoaște, de asemenea, acțiunea de alterare a ceții, care fixează o mare cantitate de gaze corosive ce pot ataca roca la suprafață.

Procesele principale prin care se produce alterarea chimică sînt : oxidarea, hidratarea, hidroliza și carbonatarea.

Fig. 17 — Alterarea și dizolvarea concentrică pe concrețiuni gresoase din Dealul Feleac — Cluj (foto, Gr. Posea).

1. OXIDAREA

Oxidarea este o acțiune principală de alterare, care se produce cu ajutorul oxigenului din aer și apă. Oxidarea cea mai puternică o suferă rocile metamorfice și magmatice, deoarece ele s-au format într-un mediu lipsit sau sărac în oxigen. Venind în contact cu atmosfera, sau cu apa, elementele acestor roci intră în reacție cu oxigenul, dînd oxizi sau hidroxizi. În felul acesta structura rocii slăbește. Unul dintre cele mai sensibile elemente față de oxigen este fierul. Prin oxidare, fierul bivalent devine trivalent fiind eliberat din compuși. Oxidarea completă a mineralelor ce conțin fier dă limonitul (oxizi și hidroxizi de fier). În locurile unde se produce oxidarea fierului se observă nuanțe de culori de la galben la roșu. Fierul poate suferi și reduceri (proces invers oxidării — pierdere de sarcină pozitivă sau cîștigarea unei sarcini negative) ; în acest caz terenurile au o colorație de verzui spre albăstrui și vinețiu. Unde au loc, periodic, atît oxidări cît și reduceri, colorația terenului este pestriță ; situația aceasta se întîlnește în unele zone de oscilare a apelor freatice.

Caracteristică este și oxidarea sulfurilor, ce trec în sulfați. Manganul suferă și el oxidări și reduceri. Oxidul de mangan dă o colorație neagră. Atît sulfații cît și produșii reduși ai fierului și manganului au o solubilitate ridicată și pot circula ușor în soluție.

Substanțele organice, prin oxidare, dau acizi organici care, la rîndul lor, sînt foarte activi în alterare. Microorganismele joacă un rol foarte mare în oxidare. Anumite grupe de bacterii oxidează diferite elemente ale rocilor sau elemente existente în scoarța de alterare și sol. Procesele de oxidare reprezintă sursa de energie pentru asimilarea bioxidului de carbon în corpul bacteriilor autotrofe. Așa sînt, spre exemplu, fermenții nitrificanți care extrag carbonatul din roci, fără ajutorul energiei solare.

Oxidarea cu ajutorul oxigenului din aer este activă și cu precădere vizibilă în regiunile tropicale, unde sărurile de fier, mangan și silice se depun sub forma unei cruste lucioase ce dă efecte luminoase schimbătoare. În zonele reci oxidarea este redusă ; rămîne totuși foarte activă oxidarea cu ajutorul apei, deoarece apa rece conține mai mult oxigen. În zonele cu viețuitoare și mai ales bogate în microorganisme oxidarea este maximă. În adîncime procesul respectiv se menține atît cît circulă apa.

2. HIDRATAREA

Este procesul prin care unele minerale din roci „absorb" apă, fie în stare moleculară fie ca apă de constituție (OH). În primul caz, apa se dispune la suprafața particulelor, înconjurîndu-le sub forma unui strat pelicular ; prin aceasta ea slăbește coeziunea elementelor respective.

Mineralul rămîne în general acelaşi dar se dezintegrează pînă la afirmare. Apa poate pătrunde chiar în reţeaua de cristale, ca apă de constituţie, ducînd la crearea unui nou mineral. Se citează de obicei exemplul anhidritului care prin hidratare trece în gips, mărindu-şi totodată volumul cu 33%. Creşterea de volum impune mişcarea stratului, cu formarea eventuală a unor microcute.

Hidratarea dă în general compuşi numiţi hidraţi care, chiar prin simplul proces de formare al lor, duc la distrugerea rocii.

Apa pătrunde foarte adînc în scoarţă, prin crăpături şi tot felul de goluri şi, ca urmare, hidratarea (şi oxidarea) reprezintă un proces ce afectează mase mari de rocă. Bineînţeles, cu cît fărîmiţarea prealabilă a rocii e mai mare cu atît şi hidratarea va fi mai activă.

Legat de hidratare se impune a fi menţionat şi procesul de deshidratare, activ mai ales în regiunile calde aride şi semiaride. Aici se formează, de exemplu, sulfatul anhidru de sodiu.

3. HIDROLIZA

Hidroliza reprezintă procesul de disociere a unor săruri, dizolvate în apă, în baza şi acidul din care au provenit. Totodată, are loc şi desfacerea apei în H şi OH care se combină, fiecare, cu baza sau acidul. Cum o serie de elemente mineralogice au caracter de săruri, ele pot hidroliza. Aşa sînt silicaţii, cu o foarte mare răspîndire în roci ; prin hidroliză, bazele lor (de potasiu, calciu, sodiu) se separă de acidul alumosilicic. Procesul lor de hidroliză este însă încet, complicat şi trece prin diferite trepte. La început se elimină elementele mai solubile, sub formă de baze, apoi silicea şi fierul şi numai în ultimă instanţă este atacat aluminiul care se poate acumula pe loc.

Hidroliza se asociază cu hidratarea şi oxidarea şi este foarte activă în regiunile ecuatoriale şi subecuatoriale, unde disocierea apei în H şi OH este mult crescută. Hidroliza este, de asemenea, importantă în distrugerea rocilor bogate în silice (insolubile) cum sînt cele compuse din feldspaţi.

4. CARBONATAREA

Este acţiunea apei încărcată cu bioxid de carbon, asupra mineralelor din roci, ce determină apariţia carbonaţilor. Apa plus CO_2 dă un acid carbonic foarte slab dar foarte răspîndit la suprafaţa globului. Aceasta rezultă din posibilitatea CO_2 de a se regenera prin respiraţia plantelor şi animalelor, din descompunerile materiilor organice, cît şi din emanaţiile vulcanice.

Apa cu CO_2 are un rol multiplu în descompunere : ea ajută la dizolvarea unor compuşi — în special a calcarului şi a dolomitului (carbonat de calciu şi de magneziu) ; în anumite condiţii, carbonaţii pot fi dizolvaţi în continuare în aceleaşi ape, dînd produse mult mai mobile şi anume bicarbonaţii (bicarbonatul de calciu, bicarbonatul feros şi manganos), care circulă cu multă uşurinţă ; apa cu CO_2 fixează bazele ce rezultă din hidroliza silicaţilor (bazele de calciu, magneziu, sodiu şi potasiu) formînd carbonaţi sau bicarbonaţi ; CO_2 intensifică hidroliza precum şi celelalte procese de alterare.

Calcarul este roca cea mai puternic atacată prin procesul de carbonatare, acţiunea aceasta manifestîndu-se în toate fisurile mari sau mici prin care apa poate circula chiar cu maximă încetineală ; astfel se creează relieful carstic, atît de pitoresc. Apele suprasaturate în bicarbonat de Ca pot duce şi la fenomene inverse — de precipitare — care creează roci calcaroase ; fenomenul este prezent în interiorul peşterilor, pe locul de deschidere al fisurilor mici prin care apa circulă extrem de încet. Dar, acelaşi fenomen se întîlneşte des în regiunile relativ calde şi secetoase, unde apa „adună" calcarul din interiorul unor roci poroase sau permeabile şi îl precipită la suprafaţă sau la contactul dintre două tipuri de strate ; aşa se formează păpuşile de loess şi plăcile de calcar din aluviunile sau solurile cîmpiilor cu climat arid.

Apa încărcată cu CO_2 joacă un rol important şi în alterarea rocilor eruptive ce conţin mai ales silicaţi. Faptul prezintă importanţă deoarece silicaţii de aluminiu formează 60% din mineralele scoarţei. Descompunerea aceasta se face printr-o serie de stadii îndelungate şi constituie o funcţie a timpului. Climatul accelerează sau încetineşte mult procesul, dar el rămîne în esenţă acelaşi (Kalesnic, 1948). Într-un prim stadiu se înlătură potasiul (dînd carbonatul de potasiu) şi o parte din silice sub formă de nisip ; rămîne, în general, caolinul (silicat de aluminiu hidratat, care este o argilă pură) motiv pentru care stadiul respectiv se numeşte, de caolinizare. Urmează apoi stadiul bauxitic sau lateritic, cînd caolinul se descompune în hidroxid de aluminiu (bauxită) şi opal etc.

Prin descompunerea feldspaţilor, rocile eruptive, ce îi conţin, se distrug. Cînd cantitatea feldspaţilor este mare rezultă caolin. Cînd aceştia sînt în cantităţi mici are loc numai separarea celorlalte elemente, unele de altele ; aşa spre exemplu, separarea cuarţului de mică în granite, roca rămînînd afînată, sau „putrezind" [1].

5. ROLUL VIEŢUITOARELOR IN PROCESUL ALTERĂRII

Acţiunea acestora are caracter chimic şi fizic şi este cunoscută sub numele de alterare biologică. Este tot un proces chimic exercitat cu precădere de către organismele inferioare, în timp ce organismele superi-

[1] Expresie populară franceză.

oare dezvoltă mai ales o acțiune fizică. Alterarea produsă de ele poate fi directă și indirectă, respectiv prin produsele lor.

În general, rolul viețuitoarelor, în alterarea scoarței, este deosebit de mare. S-a calculat că, cu ajutorul fotosintezei, se extrag anual din atmosferă cca. $1{,}5 \times 10^{11}$ tone de bioxid de carbon și se cedează tot atîta oxigen (Kalesnik). Prin putrezirea organismelor, o cantitate mare de CO_2 este eliberat sau se transformă în acid carbonic ce atacă diferitele minerale din roci. Organismele fixează totodată și azotul din atmosferă, pe care îl eliberează, în timpul descompunerilor, sub formă de amoniac ; în continuare, unele bacterii de nitrificare, prin oxidare, îl transformă în acid azotic, care, de asemenea, intră în reacții cu unele minerale.

Dar plantele atacă rocile și în mod direct ; ele secretă, prin rădăcini, acid carbonic și humic cu care dizolvă mineralele, atît pentru a se fixa cît și pentru a se hrăni. Așa de exemplu, o serie de ierburi și pomi extrag silicea pe care apoi o încorporează în rădăcinile și tulpinile lor.

Cel mai mare rol, în alterarea biochimică, îl au însă bacteriile autotrofe — ce se hrănesc fără ajutorul fotosintezei —, algele și în general microorganismele. Dintre acestea se cunosc circa 100 000 forme. Curenții de aer și de apă le poartă cu multă ușurință pe distanțe enorme, pătrunzînd în cele mai infime fisuri și pori. Răspîndirea lor imensă dă proporții mari alterării chimice pe care o provoacă. Se apreciază că într-un mm^3 se pot găsi pînă la 1 miliard de coci (cele mai mici bacterii) sau pînă la 330 milioane bacili (Kalesnik). Marea lor răspîndire este dată de posibilitatea enormă de înmulțire, ca și de gradul mare de rezistență ale unor specii, atît la temperaturi foarte ridicate (pînă la 50°) cît și în diferite medii. Modul de acțiune al lor este relativ diferit, toate activitățile sînt însă dirijate spre obținerea de hrană din materia minerală. Unele specii de bacterii oxidează hidrogenul sulfurat, ferobacteriile oxidează carbonații feroși, bacteriile de nitrificare își scot carbonul din diferiții carbonați sau oxidează amoniacul (rezultat din descompunerile organice) ducînd la acid azotic etc.

Organismele, prin energia de care dau dovadă în dezvoltarea proceselor vitale, produc schimburi imense de substanțe la suprafața scoarței. Rolul lor, în transformarea acesteia, este tot atît de important ca și al altor agenți externi. Sub aspect cantitativ se poate cita posibilitatea, teoretic infinită, de înmulțire a unora din ele care, prin creșterea tuturor indivizilor, ar provoca transformări de materie în cantități enorme. Urmașii unei singure păpădii ar acoperi tot uscatul în 10—12 ani ; un mac produce anual 30 000 semințe ; o diatomee, prin divizare, ar putea crea în opt zile o masă de substanță egală cu volumul planetei noastre, iar peste o oră și-ar dubla masa ; înfuzorul Paramoecium în cinci ani ar putea crea o masă de protoplasmă de 104 ori mai mare decît Pămîntul ; în patru zile și jumătate o bacterie ar da o generație de 10^{36} indivizi, ce ar umple toate oceanele (Kalesnik, 1948). O serie de aspecte nefavorabile, ale mediului, limitează însă aceste valori potențiale de dezvoltare a organismelor. Ele rămîn totuși un factor important al alterării.

Asociațiile vegetale contribuie profund și diversificat la modificarea însăși a scoarței de alterare. Studiile efectuate mai ales în Africa (R o u g e r i e, 1960) arată diferențele de acest tip între pădurile ecuatoriale și savane. În pătura de alterare a savanelor predomină, în anotimpul secetos, oxidarea ce duce la concentrarea secxioxizilor. Dacă la aceasta adăugăm și marea cantitate de silice luată direct de către ierburile mari de savană și exportată sub formă de cenușă, de către vînt sau torențialitate, rezultă concentrarea în oxizi feruginoși care creează acea cuirasă tipică locurilor. În pădurea ecuatorială, unde există continuu un mediu slab acid, domină, în schimb, procesul de caolinizare.

Rolul cel mai mare al organismelor, pentru scoarța de alterare, îl reprezintă însă contribuția lor la formarea solurilor. Acestea nu iau naștere decît în urma descompunerii materiei în soarța afînată și prin sinteza masei minerale cu cea organică.

C. DIZOLVAREA

Dizolvarea este un proces în care roca este atacată pe cale fizico-chimică. Ea precede sau se produce concomitent cu alterarea chimică. Agentul principal este apa. În prezența acesteia rocile, sau elemente ale lor, se dizolvă mai repede sau mai încet, unele aproape de loc, în funcție de compoziția mineralogică. Există o serie de roci, așa-zise solubile, în care dizolvarea este foarte activă. Așa sînt : sarea care se dizolvă foarte repede, gipsul ceva mai puțin, calcarul și mai puțin. Există și roci foarte rezistente la dizolvare, în frunte stînd cuarțul care în regiunile temperate nu se dizolvă. Dizolvarea depinde însă și de temperatura apei, precum și de faptul dacă aceasta este încărcată sau nu cu o serie de acizi pe care-i culege din atmosferă sau prin descompunerea materiei organice. Cea mai specifică este dizolvarea calcarului în apa încărcată cu CO_2 ; solubilitatea sa, în prezența bioxidului de carbon, crește de 10 ori, iar a bicarbonatului de calciu — care rezultă în continuare — crește de 30 ori. Absorbția oxidului de carbon scade însă o dată cu creșterea temperaturii apei (spre ecuator). De aceea, dizolvarea calcarelor e foarte activă în zonele reci, unde apa și mai ales zăpada au o mare capacitate de a reține CO_2 și unde pătura de zăpadă menține umezeală continuă o mare parte din an. Același efect îl au și straturile de vegetație, mai ales mușchii și lichenii. Totuși, nici în zonele ecuatoriale dizolvarea, chiar a calcarului, nu este mai redusă, din cauza intervenției altor acizi, în afara celui rezultat din CO_2.

Și în zonele aride, dizolvarea — ca de altfel și descompunerea chimică — este destul de activă prin rouă și prin pînzele acvatice de adînc. Cînd soluțiile devin foarte concentrate, atunci ele precipită la suprafață sau

foarte aproape de aceasta ; pînă atunci însă ele sînt foarte active, producînd dizolvări în roci. Particulele, rezultate prin dizolvare, sînt spulberate de vînt sau cimentate sub formă de cruste.

Dizolvarea rocilor se face la două nivele : în adîncime, sub acţiunea apelor subterane şi la suprafaţă, sub acţiunea apei de ploaie. Dizolvarea în adîncime este legată mai ales de pînza freatică[1] (pînză subterană continuă). Dizolvarea făcută sub influenţa apei de ploaie are loc la suprafaţă sau la o mică adîncime, în zona de infiltrare. În această porţiune, apa se încarcă cu o mare cantitate de substanţe chimice, formînd ceea ce se numeşte „complexul adsorbant", care joacă un mare rol în geneza solului. Complexul adsorbant este supus unor mişcări în două direcţii : spre interior, atras de forţa de gravitaţie şi spre suprafaţă, atras de forţa capilară (mai ales la evaporări mari în timpul secetelor). Prin mişcările sale şi prin încărcarea sa cu diferiţi acizi, complexul adsorbant — produs al dizolvării — devine, în continuare, un puternic agent de descompunere chimică.

D. FORMELE REZULTATE

În urma dezagregărilor şi alterărilor rezultă o scoarţă afînată, denumită „de alterare", precum şi un relief minor.

1. RELIEFUL MINOR

În ceea ce priveşte formele de relief, acestea nu apar decît atunci cînd intervine şi deplasarea materialului distrus, de pe locul iniţial. Deci, fără transport nu vor rezulta forme de relief. Totuşi, există multe cazuri în care concomitent cu acţiunea de dezintegrare a rocii are loc şi o deplasare a materialelor rezultate, chiar dacă aceasta se face pe distanţe mici. Atunci apare evidentă alterarea diferenţiată sau selectivă ; părţile mai rezistente vor fi distruse puţin, în timp ce suprafeţele mai „moi" vor fi distruse în cantităţi mai mari, îşi vor reduce mereu altitudinile dînd excavaţiuni ; apar astfel forme de relief. Faptul este evident, spre exemplu, în cazul dezagregărilor de pe vîrfurile cu pante mari : orice bolovan desprins din stîncă se rostogoleşte imediat, lăsînd locul gol. La fel se întîmplă în cazul dizolvării : apa, încărcată cu CO_2, circulă şi vehiculează, în acelaşi timp, şi carbonaţii sau bicarbonaţii dizolvaţi ; forma de relief apare deci o dată cu desfăşurarea dizolvării.

[1] De la cuvîntul grec „phrear", care înseamnă puţ.

De remarcat că aceste forme, ce apar oarecum concomitent cu procesul general al alterării, sînt mici sau foarte mici, ele încadrîndu-se în așa-numitul microrelief. Vom enumera, numai, cîteva serii dintre cele mai specifice. Unele sînt formate prin dezagregare, altele prin alterare sau dizolvare, dar multe iau naștere prin procese combinate.

Dezagregările creează microforme pe pantele abrupte și stîncoase, în special pe vîrfuri. Astfel, crăpăturile de diferite dimensiuni, unele foarte mari cum sînt cele dintre Pietrele Doamnei din Rarău (fig. 16).

Vîrfurile piramidale, țancurile (fig. 18), colții, acele (fig. 19), turnurile, coloanele, sînt proeminențe alungite către în sus, care au rezistat mult dezagregărilor (se întîlnesc în Făgăraș, Parîng, Ciucaș, Căliman, Detunata).

Creste, creste zimțate (fig. 18), creste crenelate, custuri, creste de cocoș (fig. 20), sînt niște aliniamente de roci dure săltate în relief care au fost dezagregate la partea superioară sub forma unei lame de ferăstrău (la noi în țară se găsesc în jurul circurilor glaciare din Făgăraș, Parîng etc., în Gutîi).

Fig. 18 — Țancuri, ace, custură.

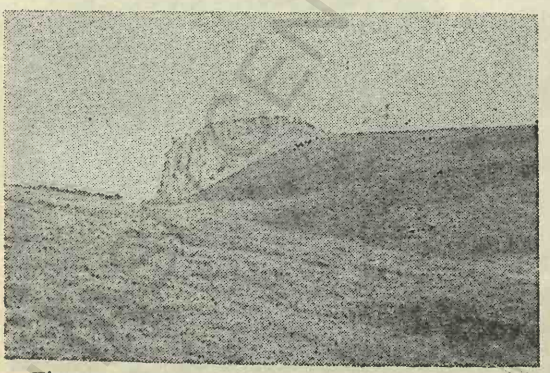


Fig. 20 — Creasta Cocoșului din Munții Gutîi. (foto, Gr. Posea)

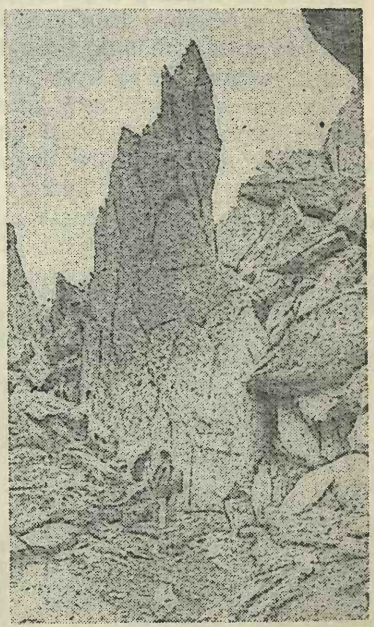


Fig. 19 — Acul Cleopatrei din Făgăraș (foto, N. Popescu).

Polițe, brîne, surplombe sînt niște trepte fixate pe stratele orizontale, ce se dezagregă mai greu decît cele de deasupra, sau de sub ele (se întîlnesc frecvent pe versanții abrupți formați din strate de gresii, calcare, conglomerate etc., din Bucegi, Ciucaș, Siriu, Ceahlău ș.a.).

Pereți verticali sau ziduri ciclopice (fig. 21) apar cu precădere acolo unde stratele de gresie dură dispuse vertical alternează cu strate mai moi (exemplu : în Culmea Ivănețu, în masivul Penteleu).

Stînci sau blocuri oscilante (fig. 22), ciuperci, babe, sfinxi, jandarmi — sînt proeminențe de formă rotunjită, alungită etc., întîlnite pe zone care în ansamblu au pante line, dar roca prezintă discontinuități de dezagregare, iar anumite părți sînt modelate și de vînt (exemple se găsesc în Bucegi, Igniș, Colorado etc.).

Mările de pietre, torenții de pietre, grohotișul sînt mase de material colțuros, dezagregat, dispuse pe suprafețe plane, pe văi sau la poala versanților (se întîlnesc pe Retezat, pe Căliman, la poala abruptului prahovean al Bucegilor, în Făgăraș și în general în fostele zone glaciare).

Șanțurile, jgheaburile, strungile sînt niște aliniamente negative, cu lățimi reduse, dezvoltate pe stratul mai moale dispus între două straturi verticale mult mai rezistente (exemple tipice se găsesc în Făgăraș, între care Strunga Dracului).

Piepteni sau perii sînt niște proeminențe fine rezultate prin dezagregarea înceată a șisturilor cristaline pe suprafețe relativ plane (apar pe latura dinspre Bozovici a Semenicului).

Poligoanele de crăpături sînt specifice locurilor argiloase din regiunile semiaride și apar în general în urma evaporărilor bruște.

Dizolvarea, combinată adesea cu alterarea chimică, creează un întreg șir de forme în calcar și dolomit. Cele mai tipice sînt lapiezurile (șențulețe de dizolvare despărțite de creste ascuțite), cilindrii sau puțurile de lapiezuri, pîlniile sau dolinele, pungi de terra-rossa (niște argile roșietice, feruginoase, rămase în urma dizolvării și transportului în soluție a calcarului), faguri (dizolvarea selectivă pe fisurile mici ale dolomitului) etc. Tot pe calcare, dar mai

Fig. 21 — Dezagregare diferențială; ziduri de gresie.

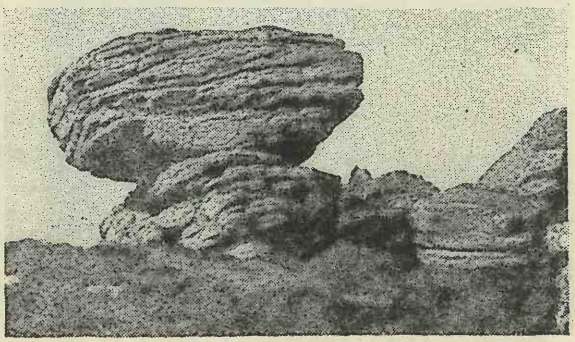


Fig. 22 — Stîncă oscilantă pe Igniș (foto, Gr. Posea).

ales pe anumite gresii, apar alveolele, cuiburile și forme specifice de faguri, în care un anumit rol îl joacă și vîntul prin spulberarea materialului dizolvat (se observă pe Cetățuia de la Cluj, pe unii pereți din Ceahlău etc.). În zonele de deșert se pare că dizolvările, plus deflația, pot să creeze excavațiuni în care se instalează temporar mici lacuri.

Forme specifice dau granitele. Este cunoscută, spre exemplu, arena (masă de sfărîmături cu caracter nisipos în care se găsesc și elemente mai rotunjite) ; aspecte arenacee se pot întîlni și în gresiile grăunțoase sau în unele conglomerate. Blocurile sferoidale sînt rotunjite după legea „colțurilor", după ce în prealabil au fost desprinse din stînca granitică ; uneori chiar bazaltele și unele gresii dau asemenea blocuri (fig. 23). Saltelele reprezintă blocuri granitice dreptunghiulare, desprinse pe linii orizontale care s-au rotunjit pe marginile și colțurile exterioare : zidurile sînt niște blocuri dispuse în pantă și sub forma îmbinării unor cărămizi, rezultate din alterarea diferențială pe fisuri ; zidurile ciclopice din granite reprezintă aspecte intermediare între pereții verticali de gresie și zidurile propriu-zise amintite anterior : „căpățînile de zahăr", cunoscute mai ales la Rio de Janeiro, sînt niște proeminențe granitice de cîteva zeci sau sute de metri, ce au rezistat mai bine alterărilor, în raport cu zona înconjurătoare ; tafonii sînt un fel de alveole denumite astfel în granitele din Corsica ; ele pot îmbrăca aspecte diferite pînă la forma de farfurii sau pîlnii care poartă variate denumiri mai ales în Australia.

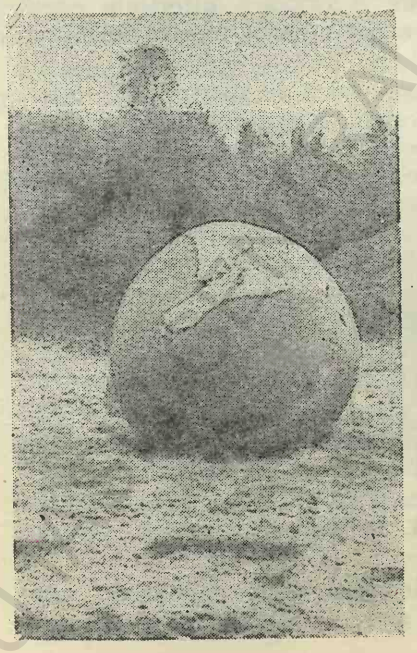
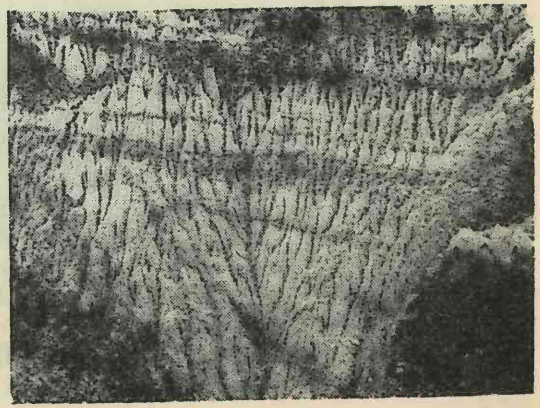


Fig. 23 — Bloc rotunjit (foto, E. Vespremeanu).

Fig. 24 — Lapiezuri pe sare la Slănic-Prahova (foto, Gr. Posea).



În aceeaşi categorie mai sînt de amintit şi : patina deşertului, o crustă rezultată din participarea sărurilor de fier, siliciu şi mangan, şi pălăriile de limonit sau fier, formate pe capătul unor filoane prin hidratarea hematitei.

Deşi procesele de dezagregare, alterare şi dizolvare nu se pot, adesea, separa decît în principiu, se observă totuşi că acolo unde domină dezagregarea formele rezultate sînt colţuroase, cu muchii şi vîrfuri ascuţite, cu crăpături şi planuri nete de delimitare. În schimb, unde domină alterarea şi dizolvarea, formele au contururi rotunjite, prezintă spinări ondulate şi sferoidale sau excavaţii similare, netezite şi rotunjite uneori pînă la perfecţiune ; excepţie formează numai colţurile şi crestele lapiezurilor, mai ales cele din sare (fig. 24).

2. SCOARŢA DE ALTERARE

a. Tipuri de fărîmiţare

Procesele de distrugere a rocilor la suprafaţă se îmbină în mod complex, unele deschizînd calea de acţiune a celorlalte sau activînd împreună. Aşa spre exemplu, dezagregarea prin insolaţie sau îngheţ deschide calea dizolvării şi alterării, dar se întîmplă uneori şi viceversa. Tendinţa generală este aceea de fărîmiţare din ce în ce mai puternică a particulelor. După forma şi mărimea pe care o îmbracă diferitele particule, rezultate din dezintegrarea rocilor, se pot deosebi mai multe tipuri de fărîmiţare.

— *Fărîmiţarea sub formă de grohotiş sau mări de pietre,* cînd materialele sînt formate din bucăţi mari cu colţuri şi muchii ascuţite. Acest tip se întîlneşte mai ales în calcare, gresii cuarţoase, şisturi cristaline, o parte din rocile eruptive. Agentul principal care duce la astfel de fărîmiţări este mai ales gerul şi insolaţia, iar ca răspîndire este întîlnit în deşerturi, în zonele muntoase înalte, precum şi pe toţi versanţii de la latitudinile mari, cu condiţia să fie dezgoliţi şi formaţi din rocile indicate.

— *Decojirea sau descuamarea* este desfacerea anumitor roci în plăci subţiri şi reduse ca dimensiuni (cam cît suprafaţa unei cărţi) şi care, în continuare, dau fragmente ce se exfoliază în părţi din ce în ce mai mici. O asemenea distrugere se produce în unele roci foioase sau masive.

— *Fărîmiţarea sub formă de ţărînă sau nisip* este specifică rocilor granulare şi formează aşa-numita arenă sau arină. Ea rezultă dintr-o acţiune chimică (cum ar fi hidroliza), urmată de dezagregare.

— *Formarea de praf fin sau mîl,* cu aspect de pastă, în care se găsesc grămezi de blocuri din roca nedescompusă, de obicei cu format rotunjit. Specifică, în acest sens, este creta.

Rezultatul tuturor acestor tipuri de distrugere este formarea unui *strat de sfărîmături,* cunoscut sub numele general de *scoarţă de alterare.*

b. Structura scoarței de alterare

Întrucît acțiunea agenților de alterare este mai puternică la exteriorul scoarței, este normal ca și fărîmițarea să descrească spre interior. Ca urmare, structura scoarței de alterare va căpăta aspecte diferite pe verticală. Urmărind un profil evoluat vom observa mai multe orizonturi :

— Orizontul argilos, situat în partea superioară, în care fărîmițarea este maximă, căpătînd forma de argilă, a cărei compoziție depinde mai ales de climă și mai puțin de roca din care s-a format. Aici domină alterarea chimică și tot aici se formează solul (fig. 25).

— Orizontul argilo-detritic sau de amestec ; argila diminuează, detritusul crește tot mai mult și este constituit din sfărîmături mici, care păstrează compoziția rocii din care a provenit. Dimensiunile detritusului cresc spre în jos. El se deosebește de stratul imediat inferior prin aceea că materialele sale sînt deplasate, de pe locul inițial, prin mișcări mecanice.

— Orizontul cu detritus prezintă blocuri mai mari, colțuroase, despărțite între ele, dar în care deplasările mecanice au acționat foarte puțin.

— Roca fisurată puternic prezintă un orizont destul de variabil ca grosime, dînd adesea prelungiri puternice, sub formă de rădăcini, în roca proaspătă. Acest orizont reprezintă aspectul incipient al formării scoarței de alterare. Prin rădăcinile sale avansează în roca nealterată. Sub acest orizont urmează roca proaspătă.

Grosimea fiecărui orizont, lipsa sau dezvoltarea deosebită a unora dintre ele, indică viteza sau ritmicitatea cu care se produce alterarea dar

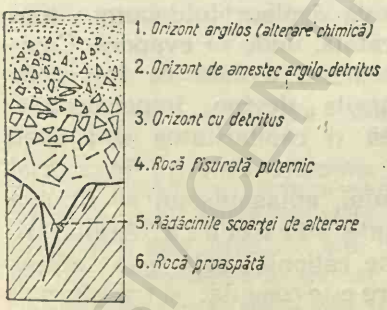


Fig. 25 — Structura scoarței de alterare:

1 — orizont argilos (alterare chimică), *2* — orizont de amestec argilo-detritus; *3* — orizont cu detritus; *4* — rocă fisurată puternic; *5* — rădăcinile scoarței de alterare; *6* — rocă proaspătă.

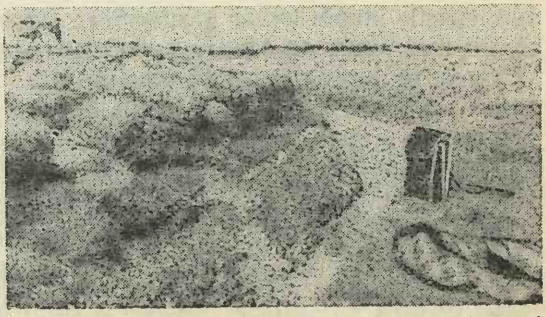


Fig. 26 — Scoarță de alterare în Munții Apuseni (foto, Gr. Posea).

și evacuarea materialelor. Ultima depinde cu precădere de condițiile locale de pantă și apoi de climă și rocă (fig. 26). La profile complete evacuarea este mai înceată. Și, cu cît evacuarea este mai înceată cu atît alterarea detritică (mecanică) în adîncime este încetinită. Pe de altă parte, cu cît profilul este mai incomplet cu atît el indică o evacuare mai rapidă.

Înclinarea pantelor duce la cele mai variate diferențieri în ceea ce privește profilul vertical și grosimea scoarței de alterare. La pantele cele mai mari evacuarea va fi rapidă și, cu atît mai rapidă cu cît și roca permite o dezagregare mai intensă ; aici relieful coboară repede, iar scoarța de alterare are grosimi reduse. În schimb, pe locurile cu pante mici, cu precădere în climatele umede și calde, scoarța de alterare capătă proporții, mergînd pînă la 50—100 m.

c. Proprietățile scoarței de alterare

S-a arătat deja că scoarța de alterare prezintă o structură cu totul nouă față de roca în loc. De aici apar și alte calități noi cum ar fi : culoarea, compoziția fizico-chimică, mobilitatea. În mod deosebit se remarcă aspectul său afînat, friabil care permite infiltrarea, în interiorul ei, a unei mari cantități de apă, aer și gaze care accelerează acțiunea de alterare. Scoarța, spre deosebire de roca nefărîmițată, devine permeabilă. Dar, o dată cu mărirea alterării se dezvoltă un element nou, argila. Aceasta, contrar sfărîmăturilor mai mari este un material poros, coeziv, în care apa circulă pe principiul capilarității. Cu ea apare o altă însușire nouă capilaritatea, care face ca apa să nu mai circule după legile gravitației ; ea se va deplasa totdeauna spre părțile mai puțin umede, inclusiv către suprafață, unde se evaporă. Capilaritatea se opune însă permeabilității, deoarece, o dată ce toți porii s-au umplut cu apă, argila devine impermeabilă. Așadar, permeabilitatea și capilaritatea sînt două acțiuni antagonice. În anumite condiții, în special în cadrul formării solului, antagonismul se rezolvă printr-o nouă proprietate, structura. Argila are proprietatea de a reține cationii ; prin acest proces tot complexul de alterare este coagulat și transformat în agregate structurale, numite glomerule, separate între ele. Spațiile din cadrul agregatelor sînt capilare, iar cele dintre glomerule sînt mai mari, necapilare. Primele se opun permeabilității, pe cînd secundele sînt permeabile (fig. 27).

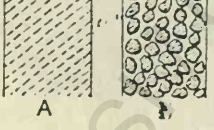


Fig. 27 — Structura depozitului superior:
A — depozit nestructurat;
B — depozit structurat (după, N. Florea).

d. Mobilitatea scoarței de alterare

Caracteristica geomorfologică cea mai importantă a materialelor alterate este mobilitatea lor. Aceasta crește cu gradul de fărîmițare, deci de la orizonturile inferioare spre cel superior. Apa contribuie și ea la creșterea mobilității. Majoritatea alterărilor, în contact cu apa, pot aluneca sau chiar pot curge ; există și cazuri cînd apa provoacă cimentări, micșorînd mobilitatea.

Mobilitatea scoarței depinde însă, într-un grad foarte mare, de înclinarea pantelor. Cu cît panta este mai mare cu atît și mobilitatea alterărilor este mai mare, chiar dacă ele sînt numai în stadiul dezagregării. Profilul însăși al scoarței am văzut că este dependent de înclinarea pantelor. Pe versanții puternic înclinați mobilitatea materialelor nu permite formarea orizonturilor superioare, la zi apărînd numai orizontul inferior sau chiar stînca în loc cu diverse crăpături. Pe pantele mici blocurile nu sînt mobile ; ele rămîn pe loc pînă se fărîmițează și se alterează într-atît încît devin practic mobile pentru panta respectivă ; aici se pot forma toate orizonturile alterării.

Pe versanții abrupți pregătirea rocii, pentru eroziune, rămîne în urma evacuării ; pe pantele line sau complet reduse evacuarea rămîne în general în urma alterării. În primul caz, scoarța este subțire și cu puține orizonturi, în al doilea scoarța e groasă și cu orizonturi multe. Rezultă că, cu cît înclinarea este mai mică cu atît roca trebuie să fie mai puternic sfărîmată și alterată pentru a deveni mobilă și vice-versa. Acesta este motivul pentru care, spre exemplu, un glacis își păstrează o pantă înclinată în partea superioară, unde i se furnizează materiale alterate de dimensiuni grosiere și, pe măsură ce distanța față de sursa de bolovăniș crește, panta devine tot mai domoală ; este o pantă de echilibru dinamic în care dimensiunile particulelor alterate imprimă gradul local al înclinării.

e. Viteza alterării; alterarea selectivă

Orice forță sau proces care își desfășoară acțiunea sa asupra unei suprafețe va realiza un efect cu atît mai mare cu cît rezistența materialului va fi mai mică. Cu alte cuvinte, volumul alterărilor, în condiții egale de pantă, va depinde numai de rezistența rocii.

Rezistența mai mare sau mai mică a rocilor, la alterare, este în funcție de proprietățile primare (compoziție chimică, textură, structură) și de proprietățile dobîndite ulterior (diaclaze, tectonizare). Totalitatea suprafețelor primare sau ulterioare din interiorul rocii formează suprafața interioară a rocii. Alterarea va fi cu atît mai mare și mai rapidă cu cît și suprafața interioară a rocii va fi mai

mare. Deci gradul de diaclazare, de porozitate etc., accelerează alterarea. De exemplu, dacă luăm o piatră cubică cu latura de 1 m, cu suprafaţa externă de 6 m^2, şi o sfărîmăm în bucăţele cu latura de 0,1 mm (nisip), suprafaţa totală a materialului rezultat va fi de 6 000 m^2.

Viteza alterării mai este în funcţie şi de alte proprietăţi ale rocilor cum ar fi: solubilitatea, conductibilitatea termică, compoziţia mineralogică, structura, culoarea.

Pentru un acelaşi tip de rocă rezistenţa poate fi diferită în condiţii climatice diverse sau în funcţie de vechimea rocii. Granitul se macină mult mai uşor în climatele umede şi calde decît în cele temperate; un calcar vechi este mai rezistent la eroziune, deoarece i se micşorează porozitatea prin tasare, devenind mai cristalin.

Ceea ce trebuie reţinut este faptul că rezistenţa rocilor faţă de alterare îmbracă un aspect relativ şi nu unul absolut. Aprecierea că o rocă este mai rezistentă sau mai puţin rezistentă la alterare se face prin comparaţie cu o altă rocă vecină, sau cu aceeaşi rocă dar pusă în alte condiţii climatice, sau avînd altă vechime, sau alt tectonism. Din această relativitate, rezultă imposibilitatea alcătuirii unei clasificări a rocilor după proprietăţile „geomorfologice".

Acolo unde o rocă, un strat sau o anumită porţiune dintr-o aceeaşi rocă se alterează mai repede, faţă de porţiunile din jur, se spune că avem de-a face cu o alterare diferenţiată sau selectivă. Dacă evacuarea alterărilor se face în acelaşi ritm cu alterarea atunci, pe locurile de alterare accelerată, se vor crea excavaţii, iar pe cele cu rezistenţă mai mare vor apărea proeminenţe; eroziunea devine şi ea selectivă. În fond, aceasta este esenţa apariţiei multitudinii microformelor de eroziune (vezi paragraful 1).

f. Tipuri zonale ale scoarţei de alterare

Scoarţa de alterare îmbracă aspecte diferite în funcţie de mărimea particulelor dominante, de grosimea orizonturilor, de compoziţia mineralogică şi chimică. Toate aceste caractere au o strînsă legătură cu clima în care se desfăşoară procesul de alterare. Argilele rezultate prin alterare au, cu precădere, o compoziţie mineralogică ce reflectă cu multă precizie mediul climatic în care s-au format; pentru acest motiv ele au fost numite şi „soluri climatice" (W. Penck). Un studiu mai complet asupra argilelor îl face Millot (1963). Contribuţii importante în privinţa deosebirilor climatice ale alterărilor aduc J. Büdel (1948—1965)[1], J. P. Bakker (1953—1967)[1], H. Louis (1968) ş.a.

— *În zona rece* şi în etajul periglaciar, se formează scoarţa de tip detritic, clastic sau litogen. Grosimea sa este redusă şi este consti-

[1]) Citat din H. Louis, 1968.

tuită din bucăţi colţuroase de rocă, desprinse prin dezagregare. Foarte activă este dezagregarea prin îngheţ, care dă naştere la mări de pietre (grussuri — în engleză), grohotişuri, rîuri de pietre (kurume, la autorii sovietici). Alterarea chimică este redusă complet în timpul iernii şi puţin activă în timpul dezgheţurilor de vară. Acesta este şi motivul pentru care argila, în general, lipseşte din aceste locuri. Alterarea chimică şi dizolvarea distrug totuşi unele minerale, eliminînd săruri şi lăsînd pe loc silicea.

— *În zona climatului temperat oceanic* se formează scoarţa de tip *argilo-siallitic*, caracterizată prin prezenţa aluminosilicaţilor şi ferosilicaţilor amestecaţi cu minerale primare (cuarţ, feldspat ş.a.). Umiditatea fiind crescută tot anul, are loc descompunerea aluminosilicaţilor, care duce la îndepărtarea materialelor alcaline şi o parte din silice. Se formează silicat de aluminiu hidratat (caolin), hidroxizi de fier şi mangan etc. Procesele chimice trec pe primul plan, se formează multă argilă, scoarţa de alterare devine relativ groasă. Dezagregarea este redusă ; îngheţul nu se face simţit decît iarna şi în mică măsură, iar insolaţia este oprită de vegetaţie. Sărurile solubile, din această scoarţă sînt continuu spălate. În regiunile mediteraneene, prin dizolvarea calcarelor, se depun resturile argiloase, colorate cu oxizi de fier, denumite terra-rossa.

— *În zona temperat-continentală* este caracteristică scoarţa *carbonato-siallitică*. Se compune din produse siallitice, ca şi cea anterioară, dar cuprinde şi carbonaţi de calciu, carbonat de magneziu şi montmorillonit — minerale caracteristice unui mediu bazic sau neutru. În aceste zone se acumulează cu precădere argile, luturi, mai rar nisip.

Cu cît climatul devine mai continental se accentuează diferenţa dintre cele două anotimpuri extreme — vara şi iarna. Dezagregarea începe din nou să ia proporţii, atît prin îngheţ (în timpul iernii şi spre primăvară), cît şi prin insolaţie (solul rămîne relativ dezvelit primăvara sau chiar vara, în timpul secetelor). Procesul de carbonatare este specific, cu precădere stepelor şi antestepelor. Tot aici se formează şi loessurile (din germană = friabil), sau formaţiunile loessoide. Unii autori (Berg, Markov, la noi Barbu) consideră că aceste formaţiuni au luat naştere printr-un proces de alterare pe loc a rocilor (ar fi un fel de eluviu) în condiţii de climat uscat continental, rece sau cald ; pentru aceasta este nevoie şi de un substrat de roci variate, dar cu o constituţie mecanică omogenă. Chiar teoria deluvială admite formarea loessului prin dezagregări, pe pante, care au fost continuu spălate şi depuse, ca deluvii, pe zonele mai joase, de asemenea în condiţii climatice de stepă sau semideşert.

— *În zona climatului deşertic* apare *scoarţa halosiallitică*, specifică pentru acumularea clorurilor şi sulfaţilor (de sodiu, calciu, magneziu). Totodată se întîlnesc cantităţi mari de detritus. Nisipurile şi argilele ce se formează conţin cantităţi importante de cloruri, sulfaţi şi carbonaţi. Scoarţa de alterare este totuşi redusă, din cauza atenuării mari a alterării chimice. Aici, acţiunea principală este dezagregarea prin insolaţie

și, uneori, prin cristalizarea unor săruri în crăpăturile rocilor, cu mărirea de volum. Dezagregarea este puternică, mai ales pe pantele de unde se desprind cantități imense de grohotișuri, ce cad la baza versanților. Ea se resimte, de asemenea, și pe regiunile mai plane, spulberate de vînturile permanente, cum este cazul în hamada sahariană.

Alterarea chimică și dizolvarea sînt și ele prezente prin rouă și apa pînzelor freatice, mai ales pe zonele joase, netede sau excavate. În timpul ploilor apa caldă se încarcă cu oxigen și acizi, pătrunde în interior, dizolvînd săruri. La secetă, apa din pînzele freatice se ridică prin capilaritate, se evaporă la suprafață, depunînd săruri. Pe fundul unor excavații, de tip lacustru, acestea se acumulează în cantități mari ; domină sulfații, clorurile, carbonații. Deasupra lor se întîlnește, după ploi, și o pînză efemeră de apă. Aceste excavații, cu crustă de săruri, poartă diferite denumiri : s e b k a în Sahara, t a c î r e în Asia Centrală, a l c a l i f l a t s în S.U.A., s a l i n a s în America de Sud. În alte porțiuni, de asemenea relativ plate, scoarța prezintă silicifieri, sau depunerea unei cruste negricioase, numită p a t i n a sau l u c i u l d e ș e r t u l u i, formată prin precipitarea sărurilor de mangan, fier și siliciu.

— *În climatul umed ecuatorial* se formează scoarța cu cel mai înaintat stadiu de alterare — allitele. Tipul de scoarță se numește *allitic* sau *ferallitic*. Este bogată în oxizi de aluminiu și fier. Alterarea chimică și biologică este deosebit de puternică, din cauza abundenței de apă și căldură. Apa ploilor are temperaturi pînă la 30° și, în sol, se îmbogățește în acizi organici. Chiar silicea devine solubilă și este în parte eliminată.

Scoarța de alterare capătă grosimi foarte mari ; pe locuri mai netede poate atinge 100 m. Povîrnișurile se reduc repede, atît din cauza alterărilor, dar și din cauza evacuării materialelor în soluție și, în parte, prin alunecări. Formațiunea tipică este o argilă roșie, plastică și relativ impermeabilă, formată din caolin, hematită și chiar silice. Pe verticală, ea prezintă o diferențiere netă ; la suprafață domină oxizii de fier, aluminiu și titan, iar în adîncime apare un orizont pestriț cu caolinit (în cazul rocilor acide) sau montmorillonit-beidelit (în cazul rocilor bazice), la care se adaugă oxizi hidratați de fier (N. F l o r e a).

— *În zona savanelor și a musonilor* scoarța de alterare este în general tot de *tip ferallitic*. Ca formațiune specifică apare, în partea superioară, o placă dură dar permeabilă numită l a t e r i t ă. Climatul, cu un anotimp ploios și unul secetos, este cauza de bază a formării lateritei. Circulația apei, în anotimpul ploios, se face de la suprafață spre adîncime, iar în anotimpul secetos apa circulă, prin capilaritate, către suprafață. În golurile rămase, după evaporarea apei, se adună, din descompunerile organice, gazul carbonic ; în timpul ploilor acesta este dizolvat, acidulează puternic apele, care devin foarte agresive, dizolvînd inclusiv silicea.

Laterita are culoare cărămizie și se întîlnește cu precădere pe reliefurile plate, în special de podiș, dar chiar și în lunci. Ea se subdivide în două orizonturi : partea superioară este o placă subțire și dură, ca o carapace sau cuirasă ; în anotimpul secetos în ea apar crăpături cu aspect

poligonal ; partea inferioară a lateritei este mai groasă, de cîţiva metri şi e constituită din concreţiuni de oxizi de fier, dar şi din oxizi de aluminiu. Sub laterită urmează o argilă roşie, de tipul celei ecuatoriale, numită aici lithomarge (M. Derruau) ; aceasta, în contrast cu laterita, este plastică.

Laterita rezultă cu precădere din descompunerea rocilor ce conţin silicaţi. Caolinul este îndepărtat, silicea se dizolvă în mare parte — fiind exportată chiar pe calea ierburilor de savană —, rămîne hematita (oxid de fier) şi oxizi de aluminiu hidrataţi. Se pare, totuşi, că formarea lateritei impune unele condiţii : anotimp secetos, pînză freatică nu prea adîncă pentru a produce o circulaţie capilară relativ intensă — cel puţin în prima parte a anotimpului secetos — dar, cu precădere se impune şi un rilef plat. De fapt, laterita, odată formată, devine un puternic protector al reliefului împotriva eroziunii de suprafaţă (vînt, ploi, torenţialitate) ; de aceea, se crede, că, cel puţin pe platourile mai înalte, ea este o formaţiune mai veche decît etapa actuală.

Laterita este răspîndită în Africa, Madagascar, India. În Brazilia (Matto-Grosso) se numeşte canga şi are specific faptul că din ea răsar stînci rezistente formate din cuarţite. În unele zone cu caracter depresionar din India musonică, prin descompunerea unor roci bazaltoide denumite trappe, se formează un alt tip de scoarţă de alterare şi anume nişte argile negre, bogate în calcar, denumite regar ; ele pot atinge grosimi de pînă la 18 m şi sînt foarte bune pentru cultura bumbacului (J. Sion).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul IV.

DEPLASAREA MATERIALELOR PE PANTE

(Eroziunea de versant)

Materialele păturei de alterare, iar uneori şi cantităţi importante de roci în loc, se deplasează din regiunile înalte către cele mai joase. Mişcarea materialelor, la suprafaţa uscatului, joacă, alături de alterare, un rol important în apariţia formelor şi evoluţia generală a reliefului. Alterarea pe loc nu creează de fapt forme. Acolo unde sfărîmăturile nu sînt transportate, ele se acumulează şi, începînd cu o anumită grosime „critică", protejează roca împotriva meteorizării şi a alterării în general. Deplasarea materialelor, de pe locul unde au fost alterate, lasă însă spaţiu liber pentru noi şi noi alterări ; în aceste condiţii apar forme de relief. Raportul dintre cantitatea materialelor deplasate şi a celor formate pe loc, respectiv prin alterare, a fost denumit *bilanţ morfogenetic* (A. I a h n, 1954). El include două categorii de forţe : una însumează procesele de deplasare (lente şi bruşte) şi a fost numită *componenta paralelă pantei,* iar cealaltă cuprinde procesele fizice şi chimice[1] care contribuie la dezvoltarea păturii de alterare din roca în loc şi a fost denumită c o m p o n e n t a n o r m a l ă a bilanţului (fig. 28).

Mişcarea materialelor se face, cu excepţia vîntului, sub impulsul gravitaţiei. Ea se realizează în două moduri principale : a) prin intermediul unui mediu sau agent transportor şi, b) prin autodeplasare (mişcare de la sine sau directă). Mişcarea pe calea unui agent se numeşte *transport* şi este efectuată, obişnuit, de către rîuri, gheţari, apa mării, vînt. Mişcarea de la sine se mai numeşte *deplasare de mase.* Ambele (transportul şi deplasarea) constituiesc *mişcarea maselor* la suprafaţa Globului. Delimitarea dintre cele două categorii ale mişcării maselor este destul de

[1] Tratate în capitolul anterior.

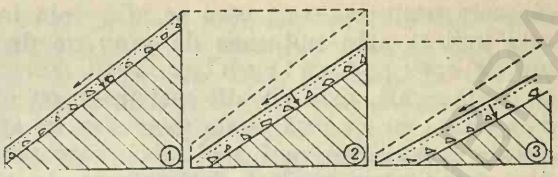


Fig. 28 — Evoluția păturii de dezagregare.

convențională ; între ele există forme de tranziție. Așa de exemplu „spălarea" materialelor, efectuată de către apa de ploaie, este socotită, cel mai adesea, ca o acțiune de deplasare. În general, deplasările de mase se produc în suprafață, adică au caracter areal sau „areolar". În schimb, deplasările pe calea agenților (cu excepția vîntului) au caracter de curenți gravitaționali, limitați, ca lățime, la fîșii foarte înguste.

Deplasarea maselor afectează, în cea mai mare parte, materialele care au fost deja „pregătite" pe calea generală a alterării. Există însă cazuri cînd sînt deplasate și roci care n-au fost alterate, cum ar fi argilele, împreună cu complexele de roci situate deasupra lor ; argilele manifestă chiar o mare rezistență față de alterare, dar alunecă ușor, pe pantele cele mai mici, cînd sînt îmbibate cu apă.

A. FORȚELE MOTRICE ALE DEPLASĂRII

Mobilul general al deplasărilor îl constituie *gravitația*. Aceasta însă nu se poate manifesta, decît foarte rar, în mod direct, adică pe verticala locului, ci numai în mod indirect pe direcția unghiului local de pantă. Înclinarea terenului sau *panta* joacă deci un rol deosebit în mișcare. Cu cît panta este mai mare cu atît forța gravitației se poate manifesta mai puternic și vice-versa. Cu cît panta este mai puțin înclinată cu atît cresc posibilitățile ca materialele să nu se pună în mișcare — să rămînă în stare de repaus sau de echilibru — sau, dacă sînt în mișcare, să se oprească.

Există o serie de forțe care pot contribui la mișcarea materialelor, sau care pot provoca trecerea de la starea de repaus la cea de mișcare, facilitînd astfel manifestarea gravitației. Acestea se numesc *forțe motrice*. Există însă și forțe ce se opun deplasării, dintre care principală este frecarea. Ca forțe motrice sînt de amintit : greutatea maselor, procesele care pot provoca schimbări de volum, presiunea și acțiunea rădăcinilor și a animalelor.

1. GREUTATEA MASELOR

Un moment esențial al mișcării maselor, în general, sau al particulelor lor este depășirea stării de repaus sau punerea în mișcare. Se știe că acest salt solicită o forță mult mai mare, decît cea necesară pentru de-

plasarea aceluiaşi corp care se află deja în mişcare. Momentul respectiv este indicat prin noţiunea de *prag de declanşare,* în oponenţă cu *pragul de oprire* (A. Strahler, 1950. Forţa necesară pornirii unei mase, la pantă egală, este cu atît mai mare cu cît greutatea materialelor va fi mai mare ; cu cît însă panta va creşte, cu atît forţa necesară pornirii (pragul de declanşare) va fi mai mică. Fiecărei mărimi a masei îi corespunde deci o înclinare minimă determinată, la care ea rămîne încă în repaus sau în echilibru. Aceasta a fost numită, de W. Penck *pantă limită.* Ea este cu atît mai înclinată cu cît masa ce urmează a ieşi din echilibru şi a se deplasa, este mai mică. Materialele mai afînate, mai pregătite pentru deplasare, deci mai uşoare, sînt stabile pe pante tot mai mari. În schimb materialele mai grosiere, bolovanii, masele mari sînt stabile numai pe pante mici. Cu alte cuvinte, rezultă că *mărimea greutăţii* unei mase poate duce la depăşirea pantei limită şi la punerea ei în mişcare ; acesta este al doilea aspect prin care greutatea maselor poate influienţa mişcarea sau declanşarea acesteia.

Creşterea greutăţii se poate face pe următoarele căi : prin venirea unor mase din susul versantului ; prin mărirea stratului de alterare pe seama rocii în loc ; prin îmbibarea cu apă. Creşterea greutăţii pe seama transportului este maximă în părţile joase ale versantului, pe cînd spre vîrf ea devine egală cu zero. Tot în părţile inferioare ale pantei există şi cele mai mari posibilităţi de îmbibare cu apă ; aceasta este cu atît mai mare cu cît masele sînt mai fărîmiţate.

Un aspect aparte îl prezintă argilele sau materialele argiloase care, prin îmbibarea cu apă, devin nu numai plastice dar şi mai grele, depăşind uneori repede panta limită. Deplasarea lor, spre aval, îngreunează apoi masele din aceste locuri, impunînd chiar, unor strate mai adînci, desprinderea bruscă a acestora şi punerea în mişcare. Se formează astfel acele păturі şi jghiaburi de alunecare, delimitate net de roca ce a rămas pe loc, în stare de echilibru static.

2. MODIFICĂRILE DE VOLUM

Modificările de volum pot fi provocate, în principal, de următoarele cauze :

a) Oscilaţiile de temperatură, în special cele diurne. Este vorba atît de cele cu caracter de insolaţie cît şi cele de tipul îngheţ-dezgheţ. Ele acţionează, cu precădere, în părţile superioare ale păturii de dezagregare şi, bineînţeles, în regiunile unde nu există vegetaţie sau aceasta este foarte redusă. Zonele deşertice, semideşertice şi cele periglaciare intră în această categorie. În zonele reci, dilatarea apei, prin îngheţ, are un rol esenţial în modificările de volum ale păturii de alterare. La dezgheţ, apa joacă rol dublu : pe de o parte micşorează volumul ce-l ocupa ca gheaţă, iar pe de alta îmbibă argilele făcîndu-le fluide.

b) Umflarea și contractarea argilelor și coloizilor[1] prin umezire și uscare. Spre deosebire de cauzele termice, acestea sînt specifice mai ales zonelor umede, cu vegetație. Aici, fărîmițarea chimică este mare, mergînd pînă la produși finali care au o mare capacitate de absorbție a apei. În asemenea situații, creșterile de volum pot ajunge pînă la 38%. Tensiunile rezultate produc diferite deplasări, de la microalunecări pînă la alunecări masive. Îmbibarea argilelor și coloizilor cu apă are ca efect și o creștere deosebită a plasticității, mergînd, în anumite condiții, pînă la reducerea completă a frecării.

În timpul secetelor, apa poate fi eliminată prin evaporare ; au loc contractări ce duc la formarea unei rețele de crăpături. Acestea din urmă provoacă deplasări pe pante, deoarece particulele din amonte tind să ocupe golurile dinspre avale.

Modificările de volum, indiferent de cauza care le provoacă și de faptul că e vorba de dilatare sau contractare, conduc totdeauna la deplasări spre partea de jos a versantului. În cazul dilatărilor se creează tensiuni ce împing materialele spre în jos, iar în cazul contractărilor se creează goluri ce atrag particulele tot în aceeași direcție. Contractările și dilatările, mai ales în materiale fine, reprezintă, în fond, o infinitate de mici mișcări, cunoscute sub denumirea de micromișcări. Frecvența cu care se repetă și însumarea efectelor lor, în timp, le fac să aibă mare importanță pentru mișcarea materialelor. Ele creează tensiuni și impun mișcări uneori chiar pe pante foarte mici, unde frecarea nu mai permite gravitației să deplaseze materialele. Tocmai aceste micromișcări par a fi cauza evoluției unor versanți pînă la pante de 5—2°.

3. PRESIUNEA RĂDĂCINILOR ȘI ACȚIUNEA ANIMALELOR

Și acestea cauzează mișcări ale particulelor scoarței de alterare. Importanța lor este însă ceva mai redusă și se încadrează, în cea mai mare parte, fie în creșterile de greutate, fie în variațiile de volum.

B. FACTORII CARE INFLUENȚEAZĂ DEPLASAREA

Acești factori sînt : panta, coeziunea, frecarea și vegetația.

1. PANTA

Panta reprezintă elementul prin care se materializează acțiunea forței de gravitație în mișcarea materialelor. Cu cît panta este mai aproape de verticală cu atît gravitația își exercită toată forța asupra particu-

[1] Substanțe care în stare umedă cu aspect gelatinos, nu osmotizează (sînt opusul cristaloidelor).

lelor. Cînd însă unghiul de pantă descreşte, spre valori tot mai mici, atunci intervine frecarea ce se opune deplasărilor cauzate de gravitaţie. Dar, oricît de mare ar fi panta, există roci care, datorită coeziunii lor mari, rezistă chiar la pante de 90°. Acestea nu înseamnă însă că panta nu-şi mai exercită rolul de punere în valoare a forţei de gravitaţie. De pe peretele stîncos se desprind continuu particule ce cad brusc la baza abruptului. Procesele de desprindere şi deplasare tind continuu să realizeze o poziţie stabilă, sau de echilibru pentru materialele de pe pantă. Orice stîncă, orice particulă ce stă agăţată pe un versant, în poziţie relativ instabilă, tinde să se deplaseze pe pantă către o regiune joasă, cît mai puţin înclinată.

Panta se manifestă deci, nu atît prin sine ci în funcţie de proprietăţile rocii şi de coeficientul de frecare ; în măsura în care roca se alterează, panta impune mişcarea materialelor chiar în rocile foarte coezive.

2. COEZIUNEA ROCILOR (MOBILITATEA INIŢIALĂ ŞI DOBINDITĂ)

Coeziunea însumează o serie de proprietăţi ale rocii care au importanţă primordială în frînarea sau favorizarea deplasării. Rocile puţin coezive, cum sînt : nisipul, argila, pietrişul necimentat, se deplasează cu uşurinţă. Ele au o mobilitate iniţială, care le face să se deplaseze în starea lor de fapt sau în contact cu apa. Rocile cu coeziune mare au o mobilitate iniţială redusă. Prin alterare însă, ele devin tot mai mobile ; este o mobilitate dobîndită.

Cea mai mare mobilitate iniţială o au argilele. Importanţa lor pentru relief creşte prin aceea că ele au o largă răspîndire la suprafaţa scoarţei. De asemenea, formarea argilei, prin alterare, în interiorul altor roci duce la creşterea gradului de mobilitate şi al acestora. Totodată, poziţia stratului de argilă faţă de rocile vecine, faţă de vale şi faţă de sursele de apă face ca mobilitatea ei să fie impusă, sau nu, şi stratelor de deasupra. Aşa de exemplu, dacă deasupra argilelor se află strate dure cu o uşoară înclinare spre vale şi dacă apa găseşte căi de acces spre argilă, atunci aceasta formează un pat de alunecare pe care se vor deplasa şi rocile coezive de deasupra (fig. 29). Faptul este foarte frecvent în zona

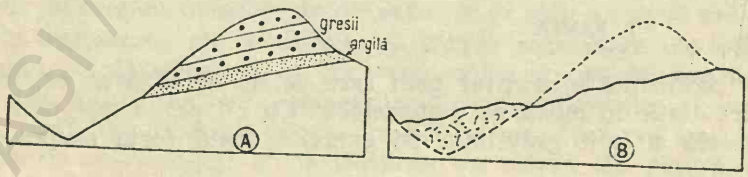


Fig. 29 — Argila *(A)* impune alunecarea stratelor de gresie de deasupra *(B)*.

flișului Carpatic și chiar în Subcarpați, unde alternanțe de strate argiloase cu strate de gresii formează aproape o regulă. De aici, rezultă și mobilitatea mare a unor porțiuni de versant, din aceste locuri, în special acolo unde meandrele sapă baza pantei. Exemple nenumărate pot fi văzute pe valea Buzăului. De subliniat că mobilitatea impusă de argilă complexului de strate în care ea se intercalează este mult mai mare decît mobilitatea pe care aceleași roci ar căpăta-o pe calea alterării.

Mobilitatea inițială a rocilor este o a doua cauză principală (pe lîngă alterarea selectivă) care duce la o evoluție morfologică diferențiată și deci la crearea de reliefuri „petrografice". Ea contribuie la adaptarea reliefului la petrografie, sau la dezvoltarea eroziunii diferențiate. Roca cu mobilitate inițială redusă, va rămîne totdeauna mai înălțată decît cele din jur cu mobilitate inițială mare. Alternanța straturilor cu mobilitate mare cu altele ce au mobilitate redusă duce la eroziune selectivă.

3. FRECAREA

Între particulele și elementele care sînt în deplasare se exercită o frecare internă, iar între masele în mișcare și patul în loc se formează o frecare externă. Frecarea internă este considerată de unii autori, cum ar fi R. Suchez (1963), ca avînd o importanță deosebită în ceea ce privește deplasarea pe versanți și în ultimă instanță în evoluția acestora din urmă.

Frecarea internă este în funcție de mai mulți factori.

— Ea este cu atît mai dezvoltată cu cît suprafața de contact este mai mare. Către sfărîmăturile mici frecarea va fi din ce în ce mai mare, iar între sfărîmăturile mari va fi tot mai redusă.

— Frecarea crește o dată cu presiunea (tasarea) și cu greutatea, adică, de la orizonturile de suprafață către baza păturii de alterare.

— Frecarea descrește în susul pantei ; este mică pe versanții abrupți și tot mai mare pe versanții lini.

— Cu cît elementele sînt mai rotunjite cu atît frecarea se reduce ; la elementele colțuroase ea este mare. În general forma particulelor, uniformitatea granulometrică și tasarea se cuprind în ceea ce se numește indicele golurilor. Pe măsura deplasării, frecarea între particule duce la rotunjirea elemențelor.

— Frecarea la materialele care sînt deja în mișcare este totdeauna mai mică decît frecarea ce se realizează în momentul trecerii de la starea de repaus la cea de mișcare. De aceea se vorbește de un coeficient de frecare internă statică și un coeficient de frecare internă cinetică. Acești doi coeficienți, sau mai precis diferența de valoare dintre ei, fac ca panta limită (sau echilibrul critic) să capete înclinări mai mari în zona de declanșare a mișcării și înclinării mai

mici în zona de oprire. În felul acesta se explică diferența între pantele minime, mai înclinate în susul versantului și mai puțin înclinate la baza lui. Pe această diferență se fondează și noțiunile de prag de declanșare și prag de oprire, amintite anterior.

— De o mare importanță, în micșorarea coeficientului de frecare, este participarea apei și a argilelor la mișcare. Apa poate transforma argila într-o pastă fluidă, care alunecă sau curge cu ușurință, coeficientul de frecare putînd fi redus pînă aproape de zero. În legătură cu formele de mișcare pe care le pot îmbrăca masele de sfărîmături sau roci, îmbibate cu apă, se folosesc uneori următoarele noțiuni : stare solidă, semisolidă (umedă sau afînată), plastică și de curgere. Prima stare execută, cel mult, mișcări de prăbușire și apa nu are influență asupra lor. Următoarele execută, în ordine, tasări (și sufoziuni), alunecări și curgeri. Limitele care fac trecerea de la o stare la alta sînt denumite adesea : limita tasării, limita plasticității și limita curgerii.

Datorită diferențierilor amintite mai sus, într-o secțiune verticală a scoarței de alterare, mișcarea materialelor se accelerează de jos în sus. Din această cauză, mișcarea particulelor, mai ales în stare uscată, nu este uniformă, nu se deplasează toate o dată, ci unele în raport cu altele ; este o mișcare ce are mai puțin aspect de alunecare și mai mult aspect de rostogolire. Evacuarea va fi și ea totdeauna mai intens, la pantă egală, în părțile superioare decît spre adînc. Prin această frecare, crescîndă în interior, se explică și rotunjirea unor vîrfuri sau cumpene care ajung să fie învelite pînă sus în pătură de alterări.

În profilul longitudinal al versantului, adică în direcția de deplasare a materialelor, factorii care fac să varieze coeficientul de frecare se îmbină în mod variabil, dar în așa fel că, în ultimă instanță, mișcarea capătă caracter continuu de la vîrf la poala versantului. În această îmbinare, un rol important îl joacă panta. După cum s-a arătat, la pante mari frecarea e redusă și mișcarea este astfel asigurată ; faptul este specific părților superioare ale versanților. În schimb pe pantele reduse frecarea crește ; pentru deplasarea materialelor aici se impune un grad de pregătire mult mai mare. În josul versantului apar și factori ce reduc frecarea. Astfel : rotunjirea materialelor, formarea de argile și coloizi, posibilități tot mai mari de a reține apa.

Așadar, gradul de mobilitate al materialelor crește în josul pantei, chiar în cazul cînd versantul capătă înclinări tot mai mici. Ba, chiar, cu cît factorii ce reduc frecarea sînt mai mulți cu atît panta minimă ce poate întreține mișcarea este mai mică. Aceasta din urmă, adică mișcarea, se întrerupe numai la acele unghiuri la care frecarea devine egală cu componenta forței de gravitație. Acesta a fost numit unghi de frecare[1] (W. Penck). El este diferit (și tot mai mare) de la

[1] Mai nimerit este „unghi de frecare maximă".

orizonturile de suprafață spre orizonturile inferioare ale scoarței de alterare. De asemenea, unghiul de frecare static este mai mic decît unghiul de frecare cinetic. În general, se apreciază că primul ajunge pînă pe la 5°, iar secundul pînă la 2—3°.

În concluzie, frecarea este tot mai mare spre părțile inferioare ale versantului și, ca urmare, evacuarea materialelor descrește în același sens. Dar, în același sens cresc și factorii care reduc coeficientul de frecare, contribuind astfel la facilitarea mișcării și evacuării chiar și pe poala versantului. Mișcarea și evacuarea devin astfel continue pe tot versantul. Evacuarea, inclusiv din părțile joase, face ca unghiul de frecare să nu fie atins nici la baza scoarței de alterare decît cu greu ; ca urmare, deplasarea continuă și aici pînă la pante foarte mici. Oarecum, prin acest mecanism explică W. Penck și H. Baulig (1940) uniformitatea netezirii părților inferioare ale versanților, pantele lor foarte reduse, umplerea ravenelor de aici și imposibilitatea acestora de a se adînci. Orice început de adîncire este repede umplut de mișcarea areală a alterărilor.

4. IMPORTANȚA VEGETAȚIEI PENTRU DEPLASARE

În general, se admite că vegetația joacă rol de frînă pentru mișcarea și evacuarea materialelor. Un rol deosebit se acordă rădăcinilor plantelor arborescente și rădăcinilor, în general, care prin pătrunderea lor în adîncime, spre roca în loc, ar „fixa" terenul. De fapt, aceste aprecieri constituie generalizări exagerate. Împotriva acestui punct de vedere, printre primii care a adus argumente a fost W. Penck (1924). Argumentul cel mai la îndemînă este faptul că nicăieri nu se observă rupturi de pantă la trecerea de pe terenurile cu pădure la cele fără, cînd versantul face parte dintr-o aceeași unitate structuralo-petrografică. De asemenea, dacă se urmărește profilul scoarței de alterare, nu suferă nici el modificări bruște. Acest fapt pare a fi valabil pentru toate zonele climatice unde crește vegetație.

Explicația rezidă în două cauze. Pe de o parte, regiunile cu vegetație dispun implicit de o umiditate mare. Aceasta accelerează descompunerea chimică și gradul de pregătire al rocii pentru evacuare. Însăși vegetația ușurează circulația apei și aerului, contribuind la mărirea vitezei de descompunere pînă la produse finale — argile și coloizi. Pe de altă parte, rădăcinile plantelor nu pot constitui o țesătură atît de deasă care să oprească deplasarea acestor materiale fine și cu atît mai puțin a soluțiilor.

Urmărind, într-un profil, toată împletitura rădăcinilor se poate observa, de asemenea, că foarte puține din ele ating roca în loc, fixîndu-se de aceasta. Cele mai multe se dezvoltă în însăși pătura de alterare. Numai pe pantele puternic înclinate, unde stratul de alterări este aproape redus, rădăcinile se înfig în crăpăturile rocii în loc ; aici se poate spune că

ele constituie o frînă pentru deplasarea particulelor de dimensiuni mari. Dar și aici presiunile dezvoltate de rădăcini accelerează dezagregarea, compensînd rolul de frînă ce-l joacă pentru mișcarea bolovanilor.

În zonele cu vegetație — din cauza creșterii gradului de pregătire al rocii și din cauza dezvoltării acelor caracteristici care duc la limitarea coeficientului de frecare (apariția de coloizi, reținerea apei) — mișcarea și evacuarea materialelor continuă la fel ca și în regiunile vecine, fără vegetație. Se citează, ca exemplu, porțiuni ale pantelor cu păduri tropicale, unde vegetația rămîne uneori agățată de cea din jur din cauza deplasării complete a păturii de sol pe care s-a format.

Acțiunea vegetației asupra deplasării materialelor pe pantă trebuie privită, în fapt, într-un alt mod. Ea reduce posibilitatea evacuărilor prin spălări de suprafață ; ea atenuează forța de cădere a picăturilor de ploaie și deci efectul lor ; ea se opune concentrării scurgerii apei de ploaie ; ea face ca apa să se infiltreze în scoarța de alterare și să acționeze în adînc ca apă „acidă" ; ea întîrzie topirea zăpezii și efectele ei torențiale. Așadar, vegetația se opune unei evacuări rapide și în șalturi, dar ajută prepararea și evacuarea de particule tot mai fine și într-un mod aproape permanent. Vegetația contribuie la uniformizarea evacuărilor pe toată suprafața, opunîndu-se evacuărilor rapide de fîșii. O dată cu tăierea unei păduri se evacuează rapid numai pătura formată din materiale fine, deoarece s-a depășit echilibrul critic al stabilității acesteia, nu și al rocii nealterate. În continuare, evacuarea se va face tot așa de lent ca și mai înainte, deoarece pregătirea rocilor va fi încetinită din cauza dispariției factorului biologic care o accelera.

Vegetația, respectiv pădurea, joacă de asemenea un rol deosebit în distribuirea și reținerea apei în mod relativ uniform pe toată suprafața ; ca urmare, „energia" apei acționează și ea relativ uniform și aproape permanent. În condiții de despădurire, ea acționează brusc și cu intensități maxime pe anumite fîșii. Cazuri deosebite apar în acele complexe de roci în care există și argile și unde se pot declanșa alunecări.

Cu deosebire este de reținut rolul de frînă pe care-l joacă vegetația împotriva deplasărilor efectuate de vînt.

C. INTENSITATEA ȘI PERIODICITATEA MIȘCĂRII

Intensitatea mișcării este variabilă nu numai în spațiu, în funcție de factorii enumerați anterior, dar ea este foarte variabilă și în timp. Mai mult, particulele au perioade de deplasare ce alternează cu perioade de stagnare. Perioadele acestea coincid, în general, pe ansamblul versanților situați în aceleași condiții climatice, ceea ce face ca mișcarea păturii de alterare să capete, în fapt, un caracter ritmic sau periodic. Acest caracter este dat de *ritmicitatea climatică* din timpul unui an. Factorii climatici afectează atît viteza de alterare cît și mișcarea particulelor ;

de aici rezultă pregnanţa şi mai mare a ritmicităţii deplasărilor pe versant.

Pe zone climatice (şi pe etaje), situaţia ritmului general al deplasării este destul de diferită. În regiunile reci, mişcarea are loc cu precădere la dezgheţurile de vară, cînd apa, dezgheţată, îmbibă materialele fine şi le face să alunece pe patul încă îngheţat ; o oarecare mişcare are loc şi în timpul reînghe̦ţului de la sfîrşitul verii. În zona temperată, mişcarea se produce vizibil toamna şi mai ales primăvara, din cauza dezgheţului ; umiditatea permanentă şi vegetaţia fac însă ca aici, cel puţin în parte, produsele alterării să atingă stadiul final ; ca urmare, mişcarea lor, ca şi pregătirea, au caracter relativ permanent. În deşerturile calde, atît alterarea prin insolaţie cît şi mişcarea se dezvoltă permanent ; ritmicitatea lor este cel mult diurnă. O mişcare intensă, în deşerturi, are loc în timpul ploilor, ce cad însă extrem de rar ; dar aceasta priveşte intensitatea generală a evacuării şi nu pe cea ritmică. În regiunile ecuatoriale, pregătirea şi evacuarea sînt de asemenea permanente ; ele se efectuează însă pe alte căi decît în zona deşerturilor calde. Cea mai pregnantă ritmicitate se întîlneşte în regiunile cu două anotimpuri, unul secetos şi altul umed; mişcarea are loc în timpul celui ploios, iar în cel secetos se produce o pregătire intensă a rocilor.

În toate cazurile amintite, ritmicitatea nu indică şi *cantitatea absolută a evacuărilor*. Ea poate fi foarte mare în anumite condiţii, sau în anumite momente, în raport cu alte perioade sau cu alte locuri, într-o aceeaşi unitate de timp. Aşa, spre exemplu, o ploaie în deşert poate deplasa, pe versanţi, cantităţi imense de materiale, echivalente cu cîţiva ani de mişcări obişnuite. Deobicei însă, toate forţele alterării şi mişcării, care intră în acţiune, periodic sau întîmplător, se manifestă în mod specific cel puţin odată pe an. Cantitatea absolută a evacuării este dată de suma tuturor acestor forţe, inclusiv cele neperiodice. De aceea, perioada minimă de timp ce se impune a fi luată în considerare, pentru calcularea cantităţii absolute a evacuării, este anul.

Cantitatea absolută a materialelor evacuate, în unitatea de timp, ca de altfel şi ritmicitatea acestei evacuări, are mare importanţă în forma pe care o îmbracă profilul versantului.

Se pare că, cea mai mare cantitate absolută a evacuărilor se întîlneşte în regiunile cu un sezon secetos şi unul ploios ca şi în regiunile ecuatoriale.

D. TIPURI DE DEPLASĂRI

Clasificările încercate pînă în prezent, în privinţa deplasărilor, sînt relativ variate şi bazate pe criterii diferite : viteza deplasării, forma de deplasare, natura litologică a maselor ce se mişcă, profunzimea afectată,

aspecte aplicative etc. Una dintre primele clasificări aparţine lui A. Penck (1903)[1] şi mai ales a italianului R. Almagia (1910). Clasificarea acestuia a fost oarecum reluată de A. Desio (1949) într-o „Geologie inginerească". Principalele tipuri, separate de aceştia din urmă, se bazează pe natura rocilor şi forma ce o îmbracă deplasările : rostogoliri, prăbuşiri, cedări în sfărîmături, alunecări, pornituri prin strivire, curgeri noroioase. În 1924, W. Penck încearcă o clasificare cu pregnant caracter geografic. El porneşte de la următoarele criterii : dacă mişcarea se face individual sau în masă, dacă mişcarea se face la zi sau sub covor vegetal, dacă mişcarea se face „uscată" (climat arid) sau cu ajutorul apei (climat umed). Deosebeşte astfel : mişcări de particule libere, situate în locuri fără vegetaţie (prăbuşiri de stînci şi prăbuşiri masive) ; mişcări ale maselor compacte pe care le subdivide în : a) mişcări libere de mase (deplasări uscate lente — întîlnite în regiuni fără vegetaţie şi cu pante sub 25° —, alunecări, alunecări la nivelul pînzelor de ape subterane, solifluxiuni), b) mişcări coerente de mase (de tipul creep-ing-ului) şi c) coraziunea (îndoirea capetelor de strate).

Mai amintim clasificările lui F. P. Savarenski (1939), după structură, cauze, adîncime, vîrstă, înclinarea versantului. Pentru importanţa practică sînt de menţionat : brazilianul Leuzinger V. R. (1948), care studiază versanţii pe baza mecanicei, şi inginerii cehi O. Zaruba şi V. Menč (1954), ce dau clasificări cu caracter geotehnic.

La noi, clasificări mai ample se întîlnesc la G. Vâlsan (1933), V. Mihăilescu (1938), V. Dragoş (1957) şi V. Tufescu (1966). De remarcat termenul de „pornitură" introdus de V. Mihăilescu, preluat şi de V. Tufescu, în locul celui de deplasări ; generalizarea lui nu poate fi însă extinsă şi pentru o serie de categorii de mişcări cum ar fi creepingul ş.a.

Motivul pentru care nu s-a ajuns la o clasificare unanim admisă rezidă în faptul că, între tipurile relativ distincte, există o mare gamă de tranziţii ; pe de altă parte, deplasarea unei aceleiaşi mase de material poate să treacă, într-un timp scurt, prin mai multe tipuri de mişcare. De exemplu, desprinderea unei stînci duce la o prăbuşire, apoi la rostogolire, iar o parte din elemente poate să şi gliseze pe o anumită porţiune.

Pentru evoluţia versanţilor, importanţă are clasificarea după viteza de deplasare şi anume : *deplasări bruşte* şi *deplasări lente*. Fiecare, la rîndul său, cuprinde o serie de tipuri specifice. Între toate acestea există interferenţe şi tranziţii, uneori fiind imposibil de separat tipuri absolut nete. Adoptăm, în mare, următoarea clasificare :

Deplasările bruşte cuprind : prăbuşiri (rostogoliri, năruituri), alunecări (subdiviziate după nivelul de alunecare în : alunecări ce afectează solul, alunecări în pătura de alterări, alunecări în roca vie, alunecări mixte), curgeri (curgeri de lave, curgeri de noroi, curgeri de nisip).

[1] Citat de W. Penck.

Deplasările lente cuprind : deplasări uscate lente, creepingul, coraziunea, solifluxiunea, deplasări prin sufoziune şi tasare. La acestea se adaugă pluviodenudarea (spălarea şi în parte şiroirea), acţiune specifică versanţilor dar care face trecerea spre transportul pe calea unui agent.

Şi această clasificare prezintă oarecari neajunsuri deoarece în cadrul alunecărilor, spre exemplu, ar urma să fie cuprinse şi solifluxiunile care în general sînt foarte lente, producîndu-se uneori chiar pe pante minime de 3—5°. De asemenea sufoziunea şi tasarea sînt procese lente, dar micile prăbuşiri, care au loc ca rezultat al lor, sînt bruşte. Pe de altă parte, deplasările uscate lente se intrepătrund adesea cu acţiuni de rostogolire, de avalanşe, ceea ce le măreşte viteza. Totuşi, deplasările bruşte rămîn specifice acelor versanţi care au pantă mare, care evoluează repede, care au o pătură de alterare redusă şi care sînt aproape de panta limită. Deplasările lente sînt caracteristice versanţilor cu pantă mai lină, cu pătură de alterare tot mai pregătită, cu o stabilitate generală mare, care evoluează pe sistemul profilului de echilibru dinamic.

1. DEPLASĂRILE BRUŞTE

Deplasările bruşte sînt caracteristice pantelor mai înclinate, indiferent de zona climatică şi, chiar, indiferent de faptul dacă există sau nu vegetaţie. Ele se subdivid în trei tipuri : prăbuşiri, alunecări şi curgeri. Acestea, în funcţie de anumite condiţii locale şi de rocă, se pot adesea combina.

a. Prăbuşirile

Prăbuşirile sînt căderi bruşte de mase sau de particule, în cadrul cărora frecarea este redusă la maximum, iar forţa de gravitaţie acţionează cu o mare eficienţă. După cantitatea de material prăbuşit, în momentele de declanşare a mişcării, ca şi după formele create, acest tip de mişcare se subdivide în prăbuşiri individuale, de masă şi în trepte.

Prăbuşiri individuale sau prin rostogolire sînt acelea în care desprinderea şi punerea în mişcare se face individual, porţiune cu porţiune, bolovan cu bolovan. Procesul este ritmic, se produce într-un anumit timp al anului. Deplasarea are caracter de c ă d e r e l i b e r ă, cînd panta este în jur de 90° şi r o s t o g o l i r e, cînd panta e ceva mai redusă (fig. 30). În general acest tip de prăbuşire este legat de pantele înclinate puternic — a b r u p t u r i —, lipsite de vegetaţie. La rîndul lor, abrupturile sînt în strînsă legătură cu r o c i l e c o e z i v e. Frecvenţa prăbuşirilor este determinată de înclinarea mare a stratelor, de existenţa şi orientarea dia-

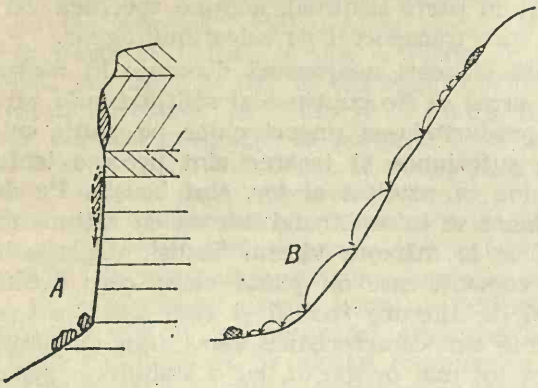


Fig. 30 — Cădere liberă (*A*) și rostogolire (*B*).

clazelor, de adîncimea văilor, de orientarea abruptului, de săparea laterală a rîurilor, de dispariția gheţarilor de circ şi de vale ce lasă abrupturi puternice.

Mai des întîlnite sînt în zonele reci, periglaciare, aride, semiaride, în porţiunile stîncoase ale munţilor şi podişurilor. În cadrul acestora izbesc cu deosebire prăbuşirile individuale de pe piscurile izolate, de pe pereţii stîncoşi ai văilor montane, de pe cupolele granitice din zonele aride şi semiaride etc. Abrupturile vechilor circuri şi văi glaciare furnizează cele mai abundente prăbuşiri de acest tip.

Din roca în loc se desprind bucăţi ce cad şi se acumulează la baza abruptului, formînd ceea ce se cheamă grohotiş [1] (fig. 31). Dispunerea acestuia poate să îmbrace două forme : trenă de grohotiş şi con de grohotiş. Trena ia naştere la baza abrupturilor care au o pantă relativ uniformă pe toată lăţimea lor. Conurile apar atunci cînd rostogolirea pietrelor este dirijată pe anumite coridoare, acumulările îmbrăcînd forma unui semi-con. Dezvoltarea amplă a conurilor vecine poate să ducă la unirea lor şi deci la formarea unor trene complexe numit adesea, relativ impropriu, glacis de grohotiş. În ambele cazuri, bolovanii cei mai mari se dispersează în părţile joase ale acumulărilor de grohotiş.

Un tip aparte de mişcări individuale, prin rostogolire, se întîlneşte în rocile mai moi şi în scoarţa de alterare, pe porţiuni care, din cauza vegetaţiei, păstrează pante puternic înclinate. Este vorba de rostogoliri de particule mici, de tipul ţărînei, ce au loc numai în timpul înghеţurilor şi dezgheţurilor de la începutul iernii, primăvara şi în zilele însorite de iarnă. Rezultă nişte conuri mici, cu pantă mare, ce pot fi denumite conuri de ţărînă. Ele sînt destul de dese, sub micile abrupturi din

[1] În Făgăraş se întîlneşte şi numele local de horjuri.

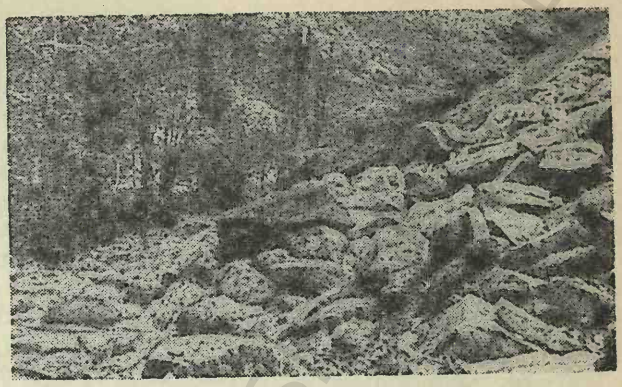


Fig. 31 — Grohotiș (Șatra) (foto, Gr. Posea).

zona temperată, dar scapă atenției deoarece la primele acțiuni de spălare și șiroire, din timpul primăverii, sînt îndepărtate complet și panta se acoperă cu vegetație.

Înclinarea trenelor și conurilor de grohotiș este destul de mare, oscilînd în jurul a 25—35°. Ea este însă totdeauna mai mică decît abruptul. În partea inferioară panta grohotișului este redusă, dar crește o dată cu micșorarea mărimii particulelor, spre vîrful conului. Cînd sub abruptul ce generează grohotiș se află o pantă în trepte, de obicei, acumulările de grohotiș lipsesc ; se formează însă și se menține tipul pantei de grohotiș (pantă de tip grohotiș).

Între panta de suprafață a grohotișului și panta patului există asemănări ca formă, dar deosebiri ca înclinare. Ambele sînt concave, dar patul este mai înclinat decît suprafața în partea superioară și mai puțin înclinat decît aceasta în partea inferioară (fig. 32). În ce privește raportul dintre abrupt și grohotiș, acesta din urmă, ca și panta sa, se dezvoltă în detrimentul primului. Fenomenul nu capătă însă aspect de înecare, cum se crede uneori ; adică, abruptul nu se continuă cu aceeași pantă sub grohotiș, ci cu una mult mai puțin înclinată. O dată cu retragerea abruptului, se extinde panta grohotișului, care, totodată, scade ca înclinare atît la suprafață cît și la nivelul patului ; ca dovadă, între materialele grohotișului se găsesc și particule ce provin din distrugerea patului.

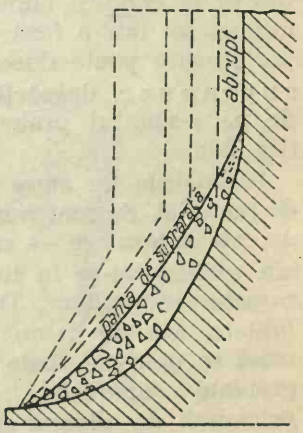


Fig. 32 — Raportul dintre abrupt, panta de suprafață și cea din pat a grohotișului.

Grohotișul acumulat se mișcă în continuare dar nu prin prăbușire, ci prin deplasări lente. Evacuarea materialelor continuă și aici datorită creșterii greutății, prin aportul de sus, și datorită creșterii mobilității prin sfărîmare. Creșterea mobilității grohotișului se realizează

prin îngheţ-dezgheţ (în zonele reci), prin insolaţie (în zonele calde şi aride) şi prin alterare chimică (în zonele umede). Ca urmare a acestor procese, grosimea grohotişului ca şi panta acestuia au o limită peste care nu pot trece, oricît de „activ" ar fi abruptul de pe care se desprind stîncile. În cazuri aparte, îndeosebi în regiuni calcaroase, masa de grohotiş se poate cimenta şi menţine astfel grosimi mai mari.

O influenţă deosebită asupra pantei grohotişului o are zăpada, îngheţarea apei între bolovani, sau îngheţarea patului de alunecare. Zăpada face ca panta de suprafaţă a grohotişului să impună bolovanilor, în rostogolire, o alunecare pînă la distanţe mari. Un efect deosebit îl au avalanşele, dirijate pe făgaşul conurilor de grohotiş ; acestea antrenează, într-o mişcare bruscă, mari cantităţi de blocuri, pe care le împrăştie la poala conului pe o suprafaţă extinsă. În asemenea situaţii, panta inferioară a grohotişului poate căpăta o înclinare aproape de orizontală sau chiar de uşoară contrapantă, apărînd ca un fel de val mai înalt, sau ţîşnit ca o aureolă de împrăştiere în timpul prăbuşirii avalanşei. Asemenea deplasări nu au însă caracter individual, ci fac trecerea spre tipul de masă.

În cazul îngheţării apei din interiorul grohotişului, mişcarea capătă un caracter mai complex ; de la cădere liberă se trece la rostogolire combinată cu alunecare. Deplasarea celor mai mari cantităţi de bolovani se face pînă la pantele cele mai mici, poala grohotişului extinzîndu-se pînă la distanţe mari. În combinaţie cu nivaţiunea şi cu împingerile, datorită îngheţ-dezgheţului, pot lua naştere m o r e n e l e d e g r o h o t i ş sau m o r e n e l e n i v a l e. La noi se pot vedea în muntele Siriu (sub stîna Mreaja) şi, mai pregnant, sub vîrful Negoiul (la izvoarele Topologului, pe pîrîul Lespezi). Aceste pante reduse de grohotiş, ce apar uneori în condiţii climatice periglaciare, pot fi apoi acoperite cu vegetaţie şi sol într-o fază climatică mai temperată. Revenirea unor condiţii periglaciare poate duce la formarea unei noi pînze, la g r o h o t i ş u r i s u p r a p u s e, despărţite de soluri fosile. Aşa sînt, spre exemplu, cele de pe versantul prahovean al Bucegilor, de sub Gutin şi Ţibleş etc. (fig. 33).

Prăbuşirile de mase reprezintă căderi bruşte ale unor mari cantităţi de material. Se mai numesc n ă r u i t u r i sau s u r p ă r i. Spre deosebire de cele anterioare — care se produc conform ritmicităţii climatice anuale, extinzîndu-se în timp pînă la consumarea abruptului — acestea au caracter întîmplător. După producerea lor urmează o perioadă de stabilitate, sau de calm, care poate fi foarte îndelungată. Prăbuşirea în masă se produce acolo unde panta limită a fost depăşită de o anumită greutate „suportabilă". Depăşirea, sau declanşarea prăbuşirii, poate fi provocată de diverse cauze : cutremure, erupţii, explozii, eroziune la baza versantului, ploi, furtuni, acţiunea unei pînze subterane de apă (care, mai ales prin secare, creează goluri), existenţa unor argile intercalate între roci mai dure înclinate (care cedează la un moment dat),

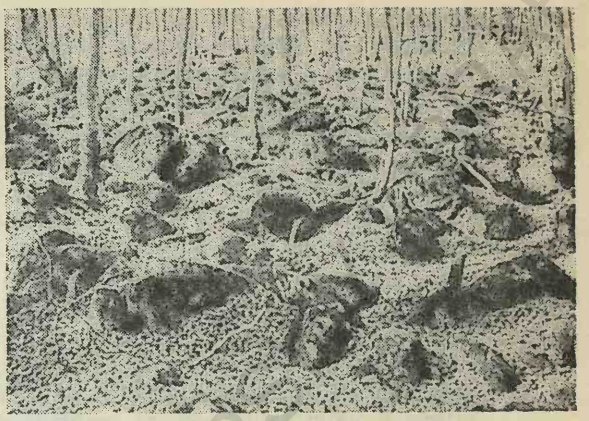


Fig. 33 — Grohotiș periglaciar fosilizat de pădure în Munții Gutin (foto, Gr. Posea).

mărirea presiunii din spate sau de deasupra (cauzată de saturarea în apă, sau de creșteri de volum).

Cel mai frecvent asemenea prăbușiri se întîlnesc pe versanții văilor adînci, din munți și podișuri, sau pe falezele mării, unde panta poate ceda din cauza eroziunii laterale sau adîncirii rîurilor. În mod deosebit se dezvoltă în dreptul convexității meandrelor. Pe pereții vechilor văi și circuri glaciare au loc, adesea, cele mai enorme prăbușiri. Ele nu sînt provocate de săparea rîului, ci de faptul că a dispărut sprijinul, de altă dată, al gheții. În aceste locuri se adaugă și existența unor crăpături verticale, laterale, provocate de climatul periglaciar, care continuă să evolueze la topirea zăpezilor și la ploile torențiale. Acestea sînt umplute cu grohotiș dispus pe cant (vertical). Printre golurile pietrișului lor curge apa, răsuflînd sub grohotișurile de la baza versantului. Prin lărgirea lor, poate ceda, la un moment dat, tot versantul din față (fig. 34). Asemenea crăpături adînci pot fi observate pe creasta Parîngului, pe marginile unor circuri din masivul Negoiul etc.

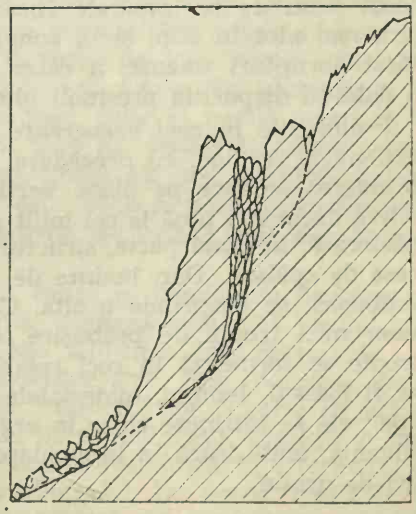


Fig. 34. — Prăbușire potențială pe abruptul unui circ.

Sînt întîlnite și prăbușiri provocate prin crearea unor goluri subterane. Astfel, dizolvările din calcare, din sare și gips pot cauza prăbușiri interioare. De mare amploare sînt cele din carst. De asemenea, în vechile exploatări de sare se produc mari prăbușiri cum sînt, la noi, cele

de la Ocna Mureşului. Ceva mai rare sînt prăbuşirile pe golurile de mine (exemplu pe vîrful Cetăţuia, de la Roşia din Apuseni), sau pe tuneluri create de om. Exploatările de petrol şi chiar pomparea unor mari cantităţi de apă, din pătura subterană, pot avea efecte similare.

După forma pe care o îmbracă materialul ce se prăbuşeşte, după cantitatea lui, ca şi după forma ce o îmbracă masa deja prăbuşită, se pot deosebi următoarele subtipuri : prăbuşiri de stînci uriaşe, torenţi pietroşi, prăbuşiri de versanţi, prăbuşiri în roci necoerente (în trepte sau în terase de surpare).

Prăbuşirile de stînci uriaşe[1] pot avea loc pe distanţe mici (cînd nu se distrug imediat) sau pe distanţe mari (cînd se sfărîmă într-o masă de blocuri). Predispuse acestui fenomen sînt aşa-zisele stînci „agăţate", ce se menţin la înălţime printr-un suport aproape de dezechilibru. În asemenea situaţie se află una din pitrele Doamnei (Rarău), cîteva blocuri calcaroase de pe versantul abrupt al Bucegilor, sau o serie de stînci din preajma circurilor glaciare. Cînd astfel de stînci uriaşe cad pe acumulări de grohotiş, ele pot provoca împingerea lor rapidă, pe un făgaş adîncit ad-hoc, formînd un torent pietros. O dată cu consumarea energiei, declanşată prin prăbuşirea stîncii, mişcările rapide se opresc brusc.

Prăbuşirile de versanţi deplasează uneori mase enorme. Ele pot afecta o bună parte dintr-un masiv muntos, dintr-un versant de podiş şi pot bara văile pe grosimi considerabile. Se citează astfel, prăbuşirea preistorică de la Flims de pe Rin ; ea a acoperit valea de 15 km, iar volumul său a fost de 12 km^3. Rinul s-a adîncit în ea, ulterior, cu aproape 400 m (H. Luis). La noi este cunoscută prăbuşirea care a creat lacul Roşu de la izvoarele Bicazului. Frecvente sînt, asemenea prăbuşiri, mai ales în Alpi şi în zonele similare, unde gheţarii cuaternari au lăsat abrupturi imense, a căror pantă limită a putut fi uşor depăşită o dată cu dispariţia presiunii gheţii.

Prăbuşirile în roci necoerente (în trepte) sînt în general de amploare mai mică. Au loc, cu precădere, pe malurile formate din löessuri. Desprinderea se face pe plane verticale, iar căderea are o amplitudine de cîţiva decimetri pînă la cel mult cîteva zeci de metri. Materialul căzut îşi păstrează, în bună parte, structura. El se consumă însă ulterior prin procese de spălare. Dar, înainte de consumarea materialului unei asemenea prăbuşiri, se desprinde o alta. Ca urmare, pe ansamblu, apare aspectul unor mici trepte de prăbuşire, sau terase de surpare. Astfel de trepte se formează în roci relativ moi, dar omogene şi compacte, cum ar fi löessul, lehmul, materialele fine aluviale ce compun malurile unor ape ; ele se întîlnesc chiar în argile şi marnele din unele zone, ca Transilvania, unde intră în intercalare şi orizonturi de tufuri sau strate subţiri de gresie.

[1] Denumite şi prăvăliri de stînci.

Formele rămase în urma prăbușirilor sînt: pereții de desprindere și masa prăbușită. Aceasta din urmă poate avea aspecte diferite, de la trepte sau felii verticale în löess, la mormane de prăbușire în complexele ce conțin argile sau marne. Ulterior, toate evoluează prin spălări și tasări locale, care reduc asperitățile formînd pante stabilizate.

b. Alunecările

Alunecările sînt cauzate, într-o formă directă sau indirectă, de existența unor mase de argile sau de formațiuni argiloase, care joacă rol de orizont de alunecare fie pentru ele însile, fie pentru rocile ce li se suprapun. De asemenea, fenomenul este precedat totdeauna de o umezire puternică. Ele se întîlnesc în regiunile umede și deci cu vegetație. Alunecările reprezintă o formă de evacuare rapidă a materialelor pe versanți, specifice pantelor cu înclinări relativ mari. Mișcarea afectează nu numai pătura de alterare ci și strate în loc, uneori pe adîncimi foarte mari.

Fenomenul alunecărilor este foarte răspîndit, inclusiv sub aspectul multitudinii formelor de relief pe care le creează. De aceea, în multe țări, ele au impus și un vocabular destul de bogat. Chiar la noi în țară, pe lîngă termenul de alunecare, se mai întîlnesc și alții cum ar fi: pornitură, fugitură, ruptură, rîpă, hîrtoape, vîrtoape, goarțe, delnițe, fărîmituri, iuzi, glimei, gîlmei, copîrșaie, țiglăi, gruieți.

Alunecarea se realizează numai prin intervenția apei în materialéle ce conțin coloizi și care se pot îmbina cu aceasta. Apa poate proveni din ploi, din topirea zăpezilor, sau poate fi vorba de ape freatice sau subterane. Umezirea îmbracă forme parțiale sau totale. La alunecările tipice umezirea cuprinde talpa alunecării, sau chiar și restul masei ce va aluneca, dar numai pînă la un procent care nu depășește limita plasticității argilei; cînd se depășește această limită nu mai e vorba de alunecare, ci de curgere. Umezirea argilei este, deci, principalul motiv pentru care, în regiunile temperate, alunecările se produc mai ales în anii ploioși.

Dar, pe lîngă apă, mai există și alte *cauze* ce conduc la declanșarea de alunecări. Acestea sînt: roca, panta, mărirea greutății locului, cutremurele, săparea laterală a rîurilor sau adîncirea lor, defrișările.

Rocile cele mai predispuse la alunecare sînt cele poroase, puțin coezive, bogate în coloizi și care au în interiorul lor o serie de crăpături. În această categorie sînt cuprinse, în primul rînd, argilele și apoi marnele. De asemenea, zonele în care aceste roci intră în alternanță cu altele sînt predispuse, în întregime, la alunecări. De aceea, regiunile de fliș ale munților tineri, ca și zonele de molasă din avantfosele acestora sînt afectate într-un grad mare de alunecări. În aceste locuri, alunecă

acele complexe în care stratele de argilă aflorează şi pot fi îmbibate, în felul acesta, cu apă (v. fig. 29).

Panta intervine, în general, prin intermediul altor cauze care duc la depăşirea limitei de stabilitate. Este vorba de defrişări, mărirea greutăţii prin construcţii sau prin îmbibare cu apă, eroziunea rîurilor (laterală sau în adîncime) etc.

Cutremurele reprezintă adesea o cauză importantă de pregătire şi declanşare a alunecărilor. În zonele cu seismicitate pronunţată se creează crăpături pe care apele se strecoară şi îmbibă stratele de argilă, pregătind astfel alunecarea. Dar mişcarea poate fi declanşată chiar în timpul sau imediat după cutremur, în cazul cînd el coincide cu o perioadă ploioasă, sau cînd roca argiloasă a fost surprinsă în stare de umezire accentuată. Unele dintre cele mai puternice şi mai catastrofale alunecări sînt produse tocmai de cutremure. Se citează mai ales cele din munţii Americii de Sud, dar chiar în ţara noastră se pot face unele paralelisme între principalele cutremure şi anumite alunecări.

Defrişările reprezintă, de asemenea, o cauză ce pregăteşte alunecarea. Ea însă nu intervine decît în regiunile formate din complexe de strate ce conţin şi argile (fliş, molasă). Solul şi pătura de alterări sînt spălate repede, unele strate de argilă pot aflora şi apa pătrunde atunci cu uşurinţă în ele. Vegetaţia constituie o frînă în calea dezvoltării alunecărilor, dar, nu o frînă absolută. Cînd pătura de vegetaţie este rărită sau distrusă, posibilitatea alunecărilor creşte. Aşa este cazul regiunilor defrişate din zonele temperate, sau cazul regiunilor semiaride, de exemplu, frecventele alunecări din Italia. Alunecările se pot produce însă şi în locurile bine împădurite, atunci cînd sarcina masei a devenit foarte mare. În aceste cazuri, apare acea „pădure beată". O proporţie deosebită ocupă alunecările din zona pădurilor tropicale, dispuse pe pante. Aici, din cauza abundenţei umezelii, căldurii şi alterărilor, pădurea poate urca chiar şi pe pantele cele mai abrupte. Cînd însă sarcina depăşeşte panta limită, au loc alunecări ce rup totodată şi pătura vegetală. Adesea, declanşarea acestor alunecări este dată de săparea laterală a rîurilor, specifică acestor regiuni. Ca un aspect tipic, acestor alunecări, este faptul că zonele rămase descoperite de pădure, în special nişele de alunecare, se cicatrizează repede prin invazia vegetaţiei.

Eroziunea rîurilor, manifestată sub dublă formă — laterală şi în adîncime — joacă, uneori, rol extrem de mare în declanşarea celor mai mari alunecări. Prin aceasta, ele se încadrează în dinamica evoluţiei generale a văilor, luate în ansamblu — pînă la cumpăna apelor. Eroziunea laterală duce la mărirea înclinării bazei versantului şi la posibilitatea depăşirii pantei limită. Acest aspect este, cu precădere, vizibil la rîurile cu meandre ; în partea unde bucla meandrului atinge versantul, apare şi posibilitatea preparării unei alunecări. Deplasarea meandrelor spre aval duce însă, implicit, la deplasarea zonelor cu potenţă de alunecare.

Eroziunea pe verticală joacă un rol şi mai mare ; pe de o parte măreşte panta versantului, iar pe de alta poate face să afloreze pînze subterane de apă şi strate de argilă situate sub un complex de roci neplastice. P î n z e l e s u b t e r a n e prepară cele mai grandioase şi mai catastrofale alunecări. Aceste ape intră în acţiune numai atunci cînd sînt puse în circulaţie, sub formă de izvoare, prin retezarea stratului lor de către văi. Argilele, afectate de pînza de apă, devin mult mai mobile şi alunecă, sau formează un pat de alunecare pentru stratele situate deasupra lor. În ultimul caz, stratul de deasupra, dacă şi înclinarea este mare, are o pornire bruscă, sau rapidă, cu aspect de prăbuşire sau năruire, după care urmează, în partea inferioară, alunecarea propriu-zisă. Declanşarea alunecării, prin retezarea unei pînze de adînc, se poate produce şi din cauza scăderii nivelului şi presiunii hidrostatice provocată de scurgerea apei prin izvoare ; cît timp pînza nu a avut scurgere, roca ce o conţinea era saturată la maximum ; o dată cu deschiderea ei, cantitatea de apă scade, presiunea hidrostatică de asemenea, rămîn goluri şi prin aceasta greutatea stratelor de deasupra devine insuportabilă, declanşîndu-se alunecarea. Situaţiile descrise sînt frecvente în zona flişului carpatic, din cauza adîncirii văilor (impusă de neotectonica pozitivă) şi din cauza argilelor care intră frecvent în alternanţă cu gresii, marne, conglomerate etc. Dezvoltarea lor capătă un caracter ritmic, impus de evoluţia meandrelor de vale şi de capacitatea rîurilor de a evacua, cantităţile de materiale alunecate în albie. Asemenea exemple au fost descrise pe valea Buzăului (Gr. P o s e a, 1969). Acest tip de alunecări se întîlneşte şi în Subcarpaţi, în Podişul Transilvaniei şi în Moldova, dar aici, nu atît din cauza adîncirii văilor, cît din cauza deplasărilor laterale.

Uneori, anumite n u a n ţ e c l i m a t i c e sînt invocate drept cauze ce accelerează sau accentuează amploarea alunecărilor. Astfel, regiunile cu un anotimp secetos, unde se pot crea, din cauza aridităţii, crăpături, cu posibilităţi ulterioare mari de infiltrare a apei. De asemenea, climatul periglaciar, sau cel puţin anumite nuanţe ale acestuia ; acţiunea îngheţului şi dezgheţului, poate schimba, alternativ, structura fizică şi volumul argilelor, facilitînd infiltrarea apei etc. Se pare că unele din alunecările masive din Transilvania şi chiar din alte părţi ale României, azi stabilizate, aparţin perioadei periglaciare sau, mai precis, sfîrşitului acesteia.

Cauzele enumerate mai sus pot avea rol pregătitor sau rol declanşator într-o anume alunecare. Fundamentale rămîn apa, roca şi panta. Perioada de pregătire poate fi uneori foarte îndelungată, alteori destul de scurtă, condiţiile locale şi întîmplătoare jucînd un rol, adesea, deosebit. De aceea, este greu de prevăzut momentul declanşării unei alunecări. Este sigur însă că, în general, cele mai multe se declanşează primăvara — în urma topirii lente a zăpezilor — sau toamna, după ploi îndelungate dar de intensitate mică ce dau posibilitatea unor infiltrări lente, dar care se cumulează cantitativ.

Declanşarea şi forma generală a alunecărilor. Există alunecări ce se declanşează brusc, fără apariţia unor fenomene premergătoare, pe cînd altele sînt anunţate de acestea din urmă. Ca fenomene premergătoare sînt de amintit : apariţia unor crăpături adînci perpendiculare pe viitoarea direcţie de alunecare ; apariţia unor izvoare şi dispariţia altora (cauzate de rupturi interioare ce au schimbat direcţia de scurgere a pînzelor freatice) ; apariţia unor denivelări, ondulări etc. ; zgomote subterane. Uneori, poate să treacă ani şi zeci de ani, de la apariţia unora dintre aceste fenomene, fără ca alunecarea propriu-zisă să se dezlănţuie.

Alunecarea de fapt începe printr-un moment de declanşare. Aceasta are loc în partea sa superioară unde, pe linia unor crăpături mai vechi, se produce o rupere a masei, care porneşte spre aval. Pe locul desprinderii rămîne un perete abrupt, de formă arcuită, rectiliniu sau frînt, cunoscut sub numele de nişă sau rîpă de alunecare[1]. Alteori, începutul alunecării se face dinspre bază, după care urmează şi desprinderea din partea superioară. Acest caz este mai frecvent la alunecările impuse de pînzele subterane. Declanşarea şi respectiv dezlănţuirea alunecărilor puternice poate fi însoţită de dărîmături, zgomote puternice, învălmăşeli de mase etc. După aceste momente, urmează o deplasare liniştită, cînd masa materialelor alunecă încet, dar cu viteze foarte diferite în funcţie de îmbibarea cu apă, de greutatea locală etc. ; aceasta face ca structura şi unitatea masei alunecate să se piardă.

Al doilea element principal, ca formă, după rîpa de desprindere, îl constituie corpul alunecării. El se deplasează în cadrul unui jghiab de alunecare, mărginit pe laturi de abrupturi dispuse longitudinal; baza acestuia poartă denumirea de pat de alunecare şi este format totdeauna din argilă în stare plastică.

Corpul alunecării prezintă forme şi mărimi dintre cele mai diferite. Aspectele cele mai generale sînt : microformele, ce apar pe corpul propriu-zis, şi partea terminală, cunoscută sub numele de fruntea alunecării. Microformele mai caracteristice sînt : ondulări sau sbîrciturі longitudinale şi transversale, escavaţiuni lacustre temporare, crăpături, trepte, brazde etc. Fruntea alunecării este partea terminală, care se opreşte fie pe pantă, fie pe un loc neted — terasă sau luncă. Ea apare mai înălţată decît regiunile din jur şi adesea lăţită ca un con de împrăştiere. Cînd viteza de curgere şi masa alunecată au fost mari, se poate ca fruntea să bareze albia unui rîu, trecînd chiar pe malul celălalt unde urcă sub forma unui val, denumit uneori val de refulare.

Viteza alunecărilor. Viteza alunecărilor este foarte variabilă ; în mare s-ar putea deosebi patru categorii : lente, repezi, bruşte şi prăbuşiri-alunecări. La primele, deplasarea este aşa de înceată încît structura straterelor rămîne aproape nederanjată, pomii îşi păstrează poziţia iniţială, iar casele suferă doar unele crăpături. Aceste alunecări dăinuie foarte mult în timp, creindu-se aparenţa unor perioade de stabilizare. Alunecările

[1] Sau de desprindere.

repezi ating pînă la 1—2 m pe oră, structura este în general deranjată, pînă la crearea unui amestec de materiale ; se caracterizează şi prin întreruperi şi reactivări, la intervale scurte şi mai ales toamna şi primăvara ; după cîţiva ani însă, deobicei se stabilizează. Alunecările bruşte au viteze ce depăşesc 2 m pe oră ; în cîteva ore o masă enormă de materiale poate să ajungă în albia unui rîu după care argila se „descarcă" încet de o mare parte din apă. Alunecările de tip prăbuşire au viteze şi mai mari, oprirea lor este însă tot aşa de bruscă, dar, adesea, structura materialelor nu suferă transformări prea mari.

Viteza de alunecare este foarte variabilă chiar în cadrul unei aceleiaşi alunecări, atît de la un loc la altul, cît şi de la un moment la altul. Aceasta este în funcţie de încărcarea locală şi momentană în apă etc. Totodată viteza variază şi pe verticală ; deobicei, la pante mari alunecă mai repede stratul superior, iar la pante mici poate aluneca mai iute stratul inferior. Ultimul caz este frecvent în unele zone împădurite unde pătura de suprafaţă este, cel puţin la început, mai coerentă ; aşa se poate explica cum spre exemplu, unii copaci cu rădăcinile foarte adînci pot fi traşi în interior de stratul inferior ce alunecă repede.

Tipuri de alunecări. Există o mulţime de clasificări a alunecărilor de teren, fiecare pornind de la unul sau mai multe criterii. Cel mai adesea ele sînt tipizate după forma pe care o îmbracă, după raportul cu structura, după adîncimea afectată sau după punctul de început al declanşării (detrusive, cînd sînt împinse de sus în jos şi delapsive, cînd încep de la bază). Nu insistăm asupra importanţei sau deficienţelor diferitelor criterii de clasificare ; ele sînt în funcţie de scopul urmărit. Menţionăm numai că, din punct de vedere geomorfologic, alunecările interesează sub un dublu aspect : ca formă de evacuare a materialelor de pantă şi, în al doilea rînd, ca forme de relief la care acestea dau naştere. În primul caz, ele se încadrează în evoluţia generală a versanţilor, ca o verigă în lanţul „alterări-evacuări-retragerea şi netezirea versantului". Ca urmare, o clasificare a alunecărilor — în acest cadru — nu se poate face decît în funcţie de adîncimea, volumul şi rapiditatea evacuării. În al doilea caz, alunecările interesează ca formă de relief şi, de aceea, forma trebuie să constituie baza clasificării. Dar, şi forma se impune a fi înţeleasă dialectic, ca un înveliş, ca o peliculă, ce include şi sintetizează geneza şi evoluţia acestui tip de relief.

Adoptăm deci — în contextul acestui capitol — o clasificare în funcţie de adîncimea afectată de alunecări, dar nu o adîncime măsurată mecanic, în metri, ci în funcţie de următoarele trei tipuri de structuri şi strate ce pot fi prinse în alunecare : sol, pătura de alterări, stratele în loc. S-ar putea adăuga chiar, după acest criteriu, şi alunecările de blocuri ce glisează deasupra solului.

— *Alunecările de deasupra solului* se referă mai ales lar strate de gresii sau alte roci dure ce apar la zi şi stau pe o pătură argiloasă. Bucăţi din

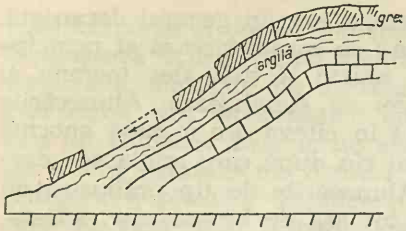


Fig. 35 — Alunecări de blocuri.

ele se desprind periodic şi pot aluneca pe solul din aval atunci cînd el este umezit (fig. 35). Situaţii tipice, cînd blocurile să alunece solitar, sînt relativ rare.

— *Alunecările în pătura de sol* pot fi de două feluri : a) provocate de dezgheţ pe o pătură încă îngheţată şi b) provocate de o umezire mare, neobişnuită a solului. În primul caz alunecarea este cunoscută sub numele de s o l i f l u x i u n e şi constituie forma cea mai tipică de alunecare a solului ; fiind o mişcare cu caracter lent şi manifestîndu-se pe pante relativ reduse va fi tratată la „deplasările lente". Alunecarea solului fără intervenţia efectivă a îngheţ-dezgheţului este redusă şi se manifestă mai ales primăvara şi toamna ; acum ţesătura ierboasă oferă o protecţie redusă, iar umezirea este crescută. Poate îmbrăca aspectul unor ondulări sau brazde, ce iau naştere prin ruperea păturii înerbate. Sînt mai frecvente în amfiteatrele superioare ale văilor torenţiale.

— *Alunecările în pătura de alterări* sînt foarte extinse pe pantele medii din regiunile deluroase şi de podiş folosite ca păşuni sau fîneţe. Sînt reduse ca suprafaţă, cuprinzînd cîţiva metri sau zeci de metri pătraţi, dar se multiplică adesea pe un acelaşi versant ca nişte pecingini. La acest tip de alunecări se deosebeşte net o r î p ă arcuită de desprindere, adîncă de 1—3 m, după care urmează o serie de b r a z d e d e a l u n e c a r e, cu aspect mai mult de s b î r c i t u r i. Acestea prezintă o arcuire inversă decît a rîpei, astfel că pe ansamblu, conturul alunecării apare ca o elipsă, cerc deformat, sau limbă (fig. 36). În partea inferioară a lor nu se poate deosebi o frunte individualizată şi, o altă caracteristică, este faptul că nu ajung niciodată pînă la baza netedă a versantului ; ele rămîn „suspendate" pe pantă şi domină mai ales fîşia inflexiunilor de versant.

Alunecările produse în pătura de alterare pot s-o afecteze în întregime sau parţial. Cînd întreaga pătură se deplasează, alunecarea se face pe un pat argilos, care în general joacă rol de strat impermeabil; de obicei, în acest caz, alterările sînt aproape în exclusivitate alohtone. Alunecările ce cuprind numai părţile superioare ale păturii de alterări, au loc acolo unde diferitele strate, ale acesteia, sînt relativ bine diferenţiate din punct de vedere granulometric, al compoziţiei şi mai ales al capacităţii de a înmagazina apă.

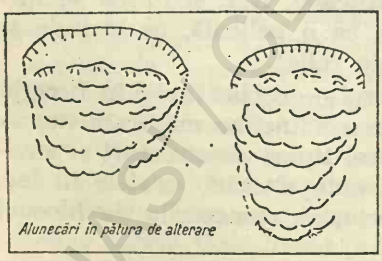


Fig. 36 — Alunecări în pătura de alterare.

Alunecările de acest tip sînt cunoscute sub variate denumiri, cum ar fi : f ă r î-

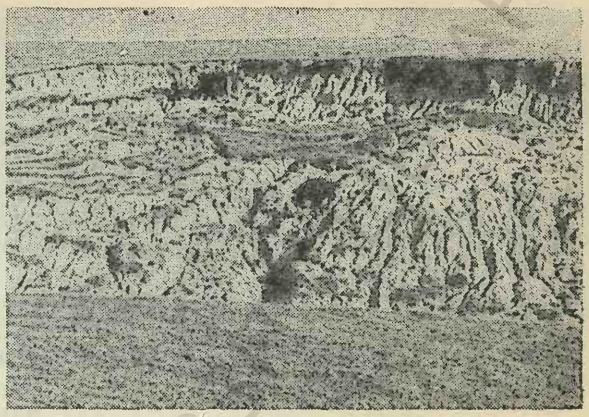


Fig. 37 — Goarţe şi borşituri în bazinul Crişului Repede (foto Aurora Posea).

mituri, goarţe, delniţe, borşitură, vîrtoape etc. Multe dintre ele se regăsesc şi la alunecările din categoria următoare, efectuate pe roci argiloase de suprafaţă (fig. 37).

— *Alunecările ce afectează roca în loc* sînt de două feluri : unele care se produc numai în stratele argiloase situate la suprafaţă (inclusiv sub pătura de alterări) şi altele care afectează un complex de strate în care se intercalează şi argile. De multe ori, o asemenea diferenţiere este greu de făcut şi aceasta, cu precădere, atunci cînd alternează marne cu argile, adică tipuri de roci „moi". În schimb, cînd în alternanţă intră roci dure, cum ar fi gresiile sau calcarele, alunecările capătă caractere specifice.

În primul caz, alunecarea se remarcă prin ondulări de suprafaţă, cu diferenţieri de nivel reduse ; rîpa de desprindere nu este prea mare masa alunecă pe un jgheab delimitat de crăpături longitudinale distincte. Declanşarea, de obicei, nu are caracter catastrofal. Adesea, mişcarea începe dinspre aval şi se continuă prin înaintarea regresivă a rîpei de desprindere. Pe ansamblu, alunecarea îmbracă forma unei limbi, ce se opreşte în lunca sau albia unei văi. După mai multe reactivări, ea poate fi drenată de un torent sau un pîrîiaş care o transformă într-o văiugă, terenul stabilizîndu-se. Un aspect aparte îl constituie acele alunecări denumite, în Subcarpaţii Ialomiţei, iuzi. Sînt alunecări cu încălecări venite din spate, cu trepte de rupere şi care îmbracă, pe alocuri, chiar formă de curgere (fig. 38).

Alunecările ce afectează complexe de strate sînt cele mai puternice şi în general catastrofale. Producîndu-se în strate diferite, sînt singurele alunecări ce impun şi o subclasificare în funcţie de structură. Respectiv, ele pot fi : consecvente şi asecvente ; introducerea şi altor subtipuri, cum ar fi subsecvente, este o forţare de notă, acestea înca-

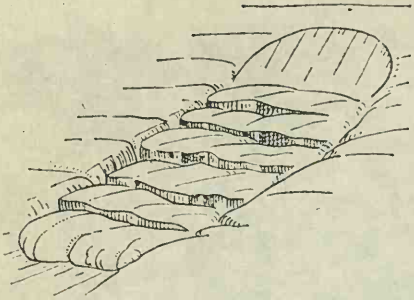


Fig. 38 — Alunecări de tip iuzi (după, V. Tufescu).

drîndu-se în fapt celor asecvente (fig. 39). Subîmpărţirea structurală are şi caracter genetic. Alunecările consecvente se declanşează mai uşor, înclinarea stratelor favorizînd acţiunea gravitaţiei. Ele se produc la înclinări topografice medii şi chiar mici, versantul nesuportînd, prin însăşi înclinarea stratelor, pante prea mari. Singura condiţie este ca stratul de argilă să afloreze în malul văii şi atunci alunecarea e posibilă la prima umezire crescută. Alunecările asecvente se declanşează numai pe pante mari şi lasă în urmă tot pante abrupte, datorită faptului că înclinarea stratelor se opune direcţiei de mişcare. Declanşarea capătă, în acest caz, aspect de surpare după care urmează alunecarea propriu-zisă.

Formele acestui tip de alunecări sînt foarte variate, în funcţie de grosimea stratelor de deasupra argilei, de natura lor, de alimentarea cu apă etc. Cele mai multe au formă de limbă, denumite şi alunecări de vale, de valuri, strangulate, în trepte foarte alungite (pseudoterase) etc. Majoritatea sînt alunecări masive, de adîncimi mari, afectînd grosimi de zeci de metri şi mai rar 100—300 m. Pentru acestea s-a generalizat termenul de glimei (T. Morariu), uneori pronunţîndu-se şi gîlmei (vezi de exemplu denumirea de „Gîlmeica" din munţii Buzăului) (fig. 40).

Alunecările masive, sub formă de limbă, sînt frecvente în văile adînci din zona munţilor de fliş. Tot în aceste zone se observă un tip şi mai mare decît însăşi glimeile ; sînt alunecările de versanţi[1]. Acestea afectează suprafeţe imense, un întreg versant cuprins de obicei între două pîraie ; ele se pregătesc lent, zeci de ani şi în cadrul lor se produc periodic forme mai simple —

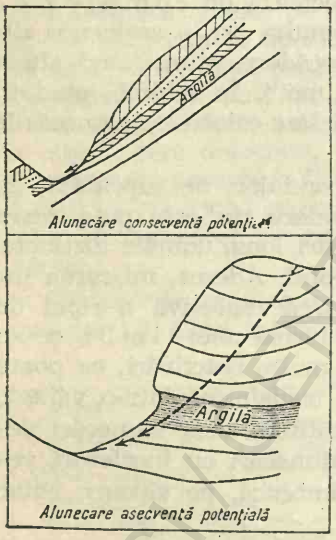


Fig. 39 — Alunecare consecventă potenţială. Alunecare asecventă potenţială.

[1] Nu este acelaşi lucru cu „versanţii de alunecare" ai lui V. Tufescu (1966), prin aceştia înţelegîndu-se multiplicarea unor alunecări superficiale pe un întreg versant.

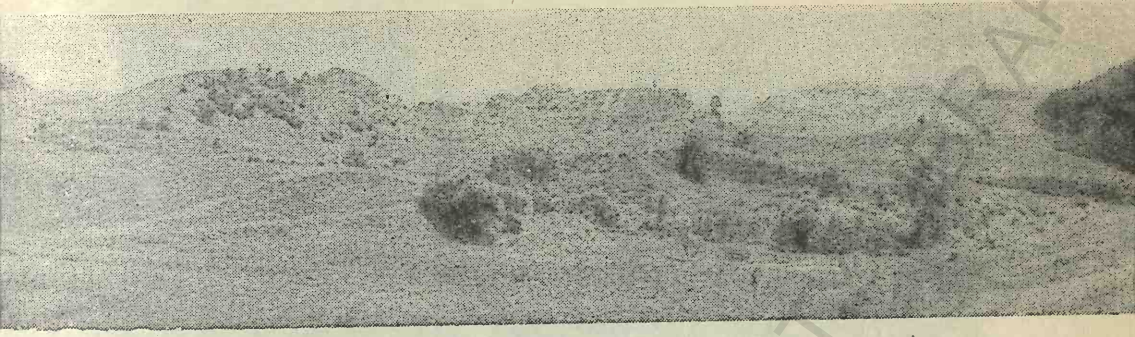


Fig. 40 — Alunecări (glimei) la Saschiz-Tîrnava (foto N. Popescu).

de limbă, în trepte, în valuri etc. Un exemplu este alunecarea de la Muchia Borcii (Nehoiu) care pornește de sub vf. Nehoiului (820 m) și coboară pînă în albia Buzăului (390 m).

Pe versanții podișurilor, respectiv pe structuri tabulare, sînt mai frecvente alunecările sub formă de valuri (fig. 41). Tipice apar în Transilvania (exemplu pe valea Chintăului lîngă Cluj). Valurile sînt apoi distruse de eroziunea torențială, dînd așa numitele copîrșaie (după o denumire ungurească = coșciug); și acestea se disecă, se rotunjesc, ajungînd niște mameloane numite grueți; cînd grueții se mențin mai

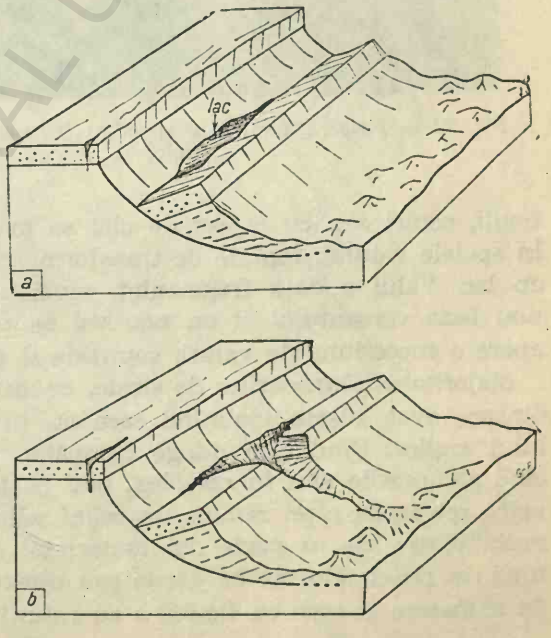


Fig. 41 — Val de alunecare *(a)*. cu evoluție în copîrșaie *(b)*.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

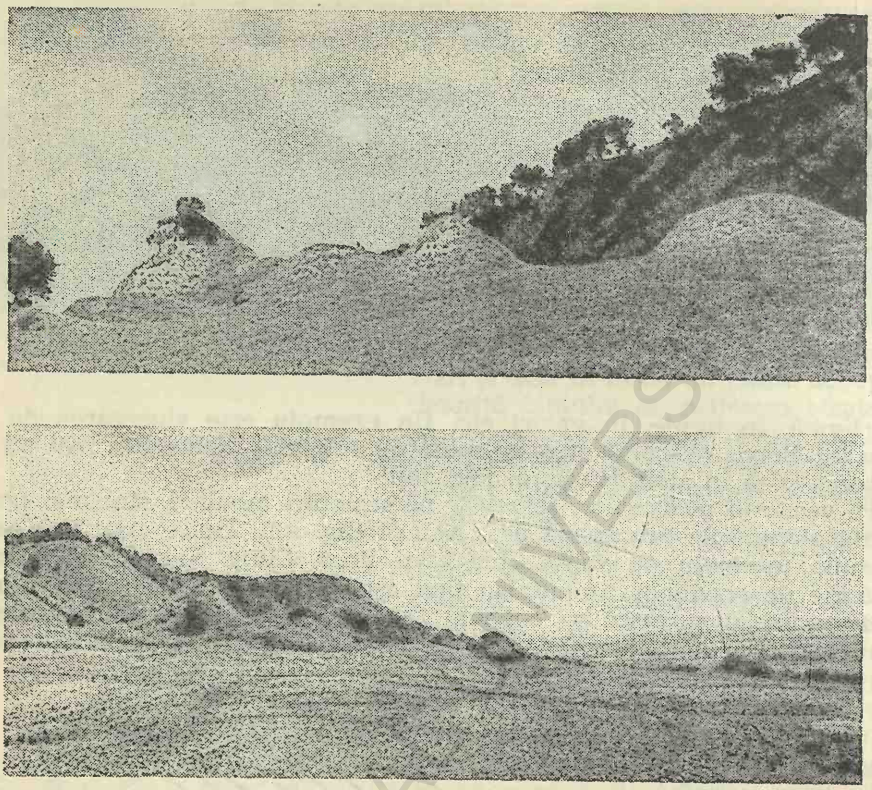


Fig. 42 — Țiglăi, gruieți (sus) și valuri fragmentate (jos) în Podișul Hîrtibaciului (foto, N. Popescu).

înalți, conici sau cu aspect de clăi se mai numesc și țiglăi (fig. 42). În spatele valului, înainte de transformarea lui în copîrșaie, se formează un lac. Valul o dată fragmentat, eroziunea torențială poate ataca din nou baza versantului și un nou val se poate declanșa. În felul acesta apare o succesiune de valuri, copîrșaie și grueți.

Majoritatea alunecărilor de strate, ce au loc pe un pat argilos, pornesc dinspre aval, nișele înaintînd sacadat, în trepte corespunzătoare nivelului argilos. Cînd nișa atinge cumpăna, pot lua naștere înșeuări sau, cînd alunecările sînt în complex, dau naștere la creste ușor zimțate. În urma retragerii nișei rămîne un relief vălurit de alunecare. La cele mai vechi dintre ele, o parte din materialul argilos poate fi spălat, rămînînd, în relief, blocuri de gresie sau alte roci dure, care au fost cărate de alunecare și care cu timpul s-au rotunjit prin alterare.

c. Curgerile

Cînd materialele, în special cele argiloase, sînt suprasaturate cu apă pot trece peste limita superioară a plasticității (care se manifestă prin alunecări) și încep să curgă. Fenomenul este similar topiturilor de lave ajunse la zi. Se pot deosebi următoarele tipuri de curgeri : de lave, de noroi, de nisipuri. Ultimele două categorii sînt specifice zonelor umede, în special unor porțiuni despădurite artificial.

Curgerile de lave. Lavele provin din magma de adînc, aflată în stare de topitură, și au temperaturi ce pot trece de 1000°. O dată ieșite la zi, ele curg sub forma unui lichid vîscos, incandescent, pînă se răcesc și se consolidează. Deplasarea este în funcție de înclinarea pantei de presiunea cu care isbucnesc lavele, cît și de natura acestora. Uneori viteza poate atinge chiar 10 metri pe secundă. Forma de curgere îmbracă adesea caracterul unor fluvii incandescente. În privința cantităților, se citează, spre exemplu, că o erupție din 1931, din Iava, care a pornit de la altitudinea de 2626 m și a ajuns pînă la 1640 m, a deplasat 36 milioane de m^3 de lavă ; erupția Vezuviului, din 1944, transporta 200 000 m^3 pe oră (J. Chardonnet, 1955).

Curgerile noroioase. Cele mai importante scurgeri sînt cele noroioase. Ele poartă numele și de torenți noroioși, deoarece au forma unei limbi alungite, de la cîțiva zeci de metri pînă la circa 1 km. Lățimea variază în jur de cîțiva metri, rar depășind 10 m ; excepție face partea inferioară, sau conul de împrăștiere, care poate atinge cîteva zeci sau chiar sute de metri lățime. Specific este faptul că toată masa curgătoare este înmuiată și saturată în apă, pînă la transformarea ei într-un terci noroios care curge printre niște maluri bine delimitate. Deplasarea se face relativ rapid, cu cîțiva metri pe zi dar, uneori, chiar cu cîțiva metri pe oră. În partea inferioară, curgerea nu are totdeauna maluri bine delimitate, ea putînd invada zone mai plate unde se acumulează, se împrăștie și stagnează.

Elementul cel mai specific al torentului este canalul de curgere, pe care se deplasează noroiul fluid. În partea inferioară se termină prin conul de împrăștiere, care are o frunte abruptă, înaltă de pînă la cîțiva metri ; conul se clădește pe primul loc neted întîlnit în cale — terasă sau luncă. La cele două elemente, se adaugă și un bazin de alimentare (fig. 43). Acesta este

Fig. 43 — Torent noroios.

format din pante abrupte, care se ridică deasupra canalului şi care, în partea superioară, îl înconjură ca un amfiteatru. De obicei, pe pantele bazinului nu se întîlnesc curgeri de noroi ci alunecări pe teren şi locuri înmlăştinate care creează o sursă continuă de sfărîmături fine ; acestea alunecă sau se rostogolesc în canal unde, suprasaturîndu-se cu apă, devin fluide şi curg. Există cazuri cînd curgerea noroioasă nu are un bazin de alimentare, ci numai canalul de scurgere. Astfel de situaţii au loc atunci cînd o fîşie de argilă, situată în pantă, ajungînd la suprasaturare, se desprinde brusc de părţile din jur şi începe să curgă ; nefiind alimentată în continuare ea se poate opri repede. Alteori, curgerea noroioasă se desprinde dintr-un mic bazin circular, gîtuit în partea de jos, după care urmează conul de împrăştiere.

Pentru declanşarea torenţilor noroioşi sînt necesare aproximativ următoarele condiţii : o rocă argiloasă sau marnoasă dispusă la suprafaţă ; umezeală abundentă dar care să dăinuie mai multe zile în şir pentru ca roca să se îmbibe la maximum ; o pantă destul de accentuată (între 10—20°) ; despăduriri şi păşunat intensiv şi bazine torenţiale prealabile, care să canalizeze umezeala către linia talvegului. Uneori şi cutremurele joacă rol în declanşarea torenţilor noroioşi. În regiunile semiaride furtunile enorme, denumite „cloudburst" în sud-vestul S.U.A. (Woolley, 1946), declanşează mari viituri noroioase denumite „mudflows" (Blackwelder, 1928).

În zona temperată, cele mai frecvente declanşări de torenţi noroioşi au loc la începutul primăverii, cînd zăpada se topeşte pe încetul. Materialul argilos şi marnos, afînat puternic din cauza deselor oscilaţii de îngheţ-dezgheţ, se îmbibă puternic cu apă şi coboară prin alunecare către talvegul văilor torenţiale. Aici, panta fiind mai redusă se acumulează dar, în acelaşi timp, continuă îmbibarea cu apă ce se scurge lent de pe versanţi. Cînd se va depăşi limita plasticităţii se transformă în noroi şi începe să curgă. Mişcarea, sub formă de curgere, are loc cîteva zile, cel mult cîteva săptămîni, după care, din cauza evaporării apei, noroiul se întăreşte şi torentul stagnează. Întărirea începe prin formarea unei cruste la suprafaţă, adesea cu crăpături poligonale. Dacă în acest timp nu intervine o ploaie torenţială, care să-i transporte masa în rîul din apropiere, atunci el se poate consolida, ca formă, prin uscare şi apoi prin inerbare. Un asemenea caz a fost descris la Chirleşti pe valea Buzăului (Gr. Posea şi L. Badea, 1953).

La noi în ţară torenţii noroioşi se întîlnesc în Subcarpaţi, cu precădere pe valea Buzăului şi în Vrancea (descrişi de V. Tufescu), precum şi în Moldova. Ei se pot dezvolta şi pe alunecările mari din zona flişului ; aşa spre exemplu, peste alunecarea de la Nehoiaş au existat doi torenţi noroioşi laterali, dar aceasta, în întregimea ei, nu este un torent noroios.

Un tip aparte îl formează curgerea de cenuşă vulcanică. Acestea au loc în timpul sau după erupţiile vulcanice cînd, din cauza vaporilor emanaţi în cantităţi foarte mari, se produc precipitaţii locale

torențiale. Ca urmare, pe pereții vulcanului, inclusiv pe pantele craterului, se formează torenți noroioși, în care cenușa poate ocupa pînă la 80% din volumul total al scurgerilor. Se citează astfel de manifestări la Vezuviu (1906), la Mont Pelée (1902) etc. În Indonezia asemenea torenți se numesc l a h a r i. Ei se produc în timpul erupțiilor, prin asvîrlirea, în exterior, a apei din lacurile de crater. În Iava, vulcanul Kelud, în 1919, prin expulzarea lacului din crater, a dat avalanșe și torenți de noroi ce au afectat 132 km^2 din cîmpiile din jur, cu 104 sate, omorînd peste 5000 oameni (H. T a z i e f f, 1963). Acești torenți pot transporta și blocuri de lavă, după cum ei pot fi calzi sau reci etc. În unele cazuri s-au săpat tunele artificiale care scurg apa lacurilor din crater și, astfel, în timpul erupției, umezirea cenușelor vulcanice este redusă.

Curgerile de nisip. Nisipul este o rocă necoezivă care în stare uscată prezintă deplasări lente de tipul creepingului. La o umezire redusă el este ceva mai coeziv, în special datorită puținelor firicele de praf argilos care, prin înmuiere, realizează o ușoară cimentare. Cînd însă cantitatea de apă, pătrunsă în această rocă deosebit de permeabilă, depășește o limită critică, trecînd la suprasaturare, atunci nisipul curge. Fiecare firicel de nisip este înconjurat de o peliculă de apă, în care el plutește. Deci, spre deosebire de argilă — care se înmoaie la maximum, dînd o masă noroioasă unitară — la nisip avem de a face cu o sumă, formată dintr-o infinitate de curgeri individuale de particule fine, învăluite în „picături" de apă. Limita critică de umezire, cu care începe curgerea, este în funcție de forma și granulometria boabelor de nisip. Cele fine și rotunjite curg la o umezire mai redusă. Cele mari și colțuroase necesită o umezire mare pentru a se pune în mișcare. Dar, cea mai importantă condiție pentru apariția curgerilor umede de nisipuri este aceea a existenței unei pături impermeabile, dispusă sub ele, care să impună oprirea apei în pătura de nisip.

Situațiile în care pot apărea curgeri nisipoase sînt relativ diverse. Cînd pătura de nisip e subțire, ele se pot forma chiar la suprafață, în urma unor ploi și sînt de scurtă durată. În stratele groase de nisip, scurgerile se pot forma la nivelul pînzei freatice, acolo unde aceasta iese la zi sub formă de izvoare ; pentru anumite momente ea poate căpăta aspect de sufoziune. Pe malurile văilor, unde rîurile au retezat strate de nisipuri, sau în taluzuri create de om pot apărea, de asemenea, curgeri de nisip. Cele mai periculoase sînt însă cele din tunele și mine care pregătesc, pe încetul, fenomene de prăbușire. În general scurgerile de nisipuri, cu sursă subterană, se combină cu sufoziuni și prăbușiri.

2. DEPLASĂRILE LENTE

Dacă deplasările bruște sînt specifice versanților foarte înclinați sau relativ înclinați (cînd sînt compuși și din argile), deplasările lente afectează orice versant care are o pătură de alterare. Panta pe care se ma-

nifestă merge de la versanţi puternic înclinaţi pînă la unghiuri reduse, de circa 2°—3°. Cu cît pătura de alterare este mai fină, cu atît deplasările lente devin mai tipice. Ele domină ansamblul versanţilor cu pante uniforme, îmbrăcate total în alterări, sub forma unei mişcări imperceptibile dar generală şi compactă. Cauza generală a lor este gravitaţia. Acţiunea de mişcare este însă provocată de schimbările de temperatură, umezirea şi uscarea particulelor argiloase, îngheţul şi dezgheţul, saturarea porilor cu apă, presiunea rădăcinilor, acţiunea animalelor, creşterea greutăţii alterărilor.

Deplasările lente sînt de mai multe tipuri : deplasări uscate lente, creepingul, coraziunea (îndoirile de strate), solifluxiunea, sufoziunea şi tasarea. La acestea se adaugă „spălarea în suprafaţă" ce face trecerea spre acţiunea dezvoltată de apele curgătoare. Totalitatea acestor procese, mai puţin spălarea, sînt numite de unii autori germani „denudaţie prin redepozitare" — Versantzdenudation[1] — (H. Louis, 1968).

Urmărite pe zone climatice, se observă că deplasările uscate lente domină în regiunile aride şi în parte în cele semiaride. Fenomenele de creeping, datorite în special umectării şi uscării mineralelor argiloase, se întîlnesc în regiunile semiaride, semiumede şi umede. În primele două există şi o spălare activă, inclusiv în zonele umede despădurite. Sub pădure, în schimb, spălarea este extrem de redusă dar creşte evacuarea „subterană" în soluţie. Solifluxiunea domină zonele reci. Sufoziunea şi tasarea sînt specifice rocilor poroase.

a. Deplasările uscate lente

Acest tip de mişcare are loc în regiunile uscate, lipsite de vegetaţie, dar şi în regiunile semiaride. În mod cu totul excepţional se pot întîlni şi în regiuni mai umede, într-o formă relativ tipică, pe pantele cu grohotişuri formate din plăci reduse ca dimensiuni, cum sînt cele de sub vîrful Grohot din Masivul Ţibleşului (fig. 44).

Pantele specifice acestor mişcări sînt cele sub 25°, pe care se găsesc, cu precădere, dezagregări grosiere. Peste această limită au loc prăbuşiri prin rostogolire. Acest tip de deplasare a fost delimitat prima dată de W. Penck în pustiul Atacama şi în regiunile sale periferice semiaride. Aici, din cauza lipsei de ploi, s-a putut stabili că mişcarea se face fără intervenţia apei, sub impulsul gravitaţiei. Cauzele imediate sînt legate de variaţiile termice suferite de particule şi de sfărîmarea permanentă a lor, care duc la schimbarea raporturilor de volum, la necesitatea reangajărilor spaţiale, la variaţia continuă a greutăţii. În secţiune se poate observa cum materialele alohtone sînt amestecate cu cele autohtone ceea ce denotă existenţa mişcării. În acest proces, materialele mai fine din partea inferioară se ridică spre suprafaţă, datorită greutăţii mai mari a particulelor grosiere care coboară. Din cauza amestecului pe ver-

[1] Denudare de versant.

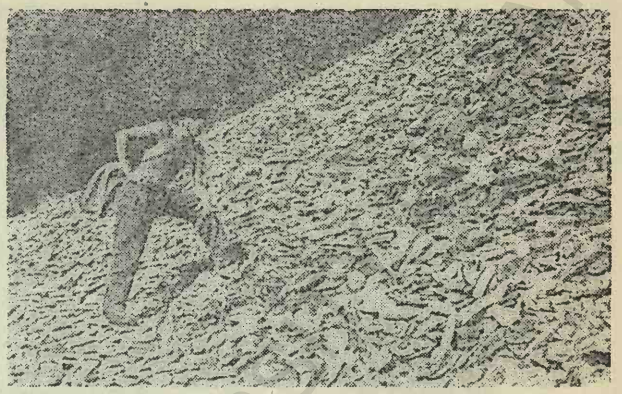


Fig. 44 — Deplasări lente uscate pe vîrful Grohot-Ţibleş (foto Gr. Posea).

ticală şi a mişcării în general, are loc o frecare ce contribuie la rotunjirea particulelor.

Întreaga mişcare capătă aspect areal, ducînd la acoperirea pantelor cu material detritic, amestecat cu nisip grosier şi chiar cu material fin. În unele cazuri se delimitează şiruri de pietriş care se unesc în adevăraţi torenţi uscaţi, cu mişcări mai accentuate. Atunci se creează un fel de văiugi de pietre care nu au un pat delimitat ca cele pe care se scurge apa. Deplasarea materialelor, în aceste văiugi, este mai vizibilă deoarece grosimea şi greutatea păturii de dezagregări este aici mai mare. Ba chiar, pietrişul în mişcare efectuează o uşoară escavare a văiugii, ceea ce atrage după sine o creştere a grosimii dezagregărilor şi deci o escavare şi mai puternică. Acest sistem, de adîncire al torenţilor lenţi de pietre, a făcut pe unii autori (W. Penck) să creadă că văiugile de aici sînt aproape în totalitatea lor formate de scurgerea uscată şi nu de ape. Înclinarea văiugilor scade mult în partea lor inferioară, atingînd pînă la 5° ; în continuare, ele se pierd în trena de la poala versantului, sub forma unor conuri vaste şi foarte aplatizate.

Un aspect aparte, în zona mişcărilor areale, îl îmbracă aşa-numitele seriruri. Este vorba de cîmpuri de pietre relativ rotunjite, lipsite de material fin (fig. 45). În general, aceste pietre sînt oarecum distanţate unele de altele. Lipsa materialului fin este cauzată de deflarea eoliană. Explicarea răspîndirii areale a pietrişului şi bolovănişului rotunjit este pusă fie pe seama alterărilor în loc (şi separarea pietrelor prin deflare), fie prin mişcarea lentă pe pantă (alohtone). Pentru ultima cauză pledează şi răspîndirea în formă de trenă a pietrişurilor şi nisipurilor grosiere din partea inferioară a versantului. În aceste locuri, dacă, în mod excepţional, apare vreun ogaş, creat de ploile ce cad cu totul întîmplător, acesta este repede astupat de mişcarea uscată de mase cu caracter areal. Rezultă că mai sus de trene mişcarea trebuie să fie şi mai activă. Unele seriruri au fost explicate şi ca pietriş vechi de terasă (dintr-o perioadă „glaciară“ uşor semiumedă), din care nisipul a fost spulberat de

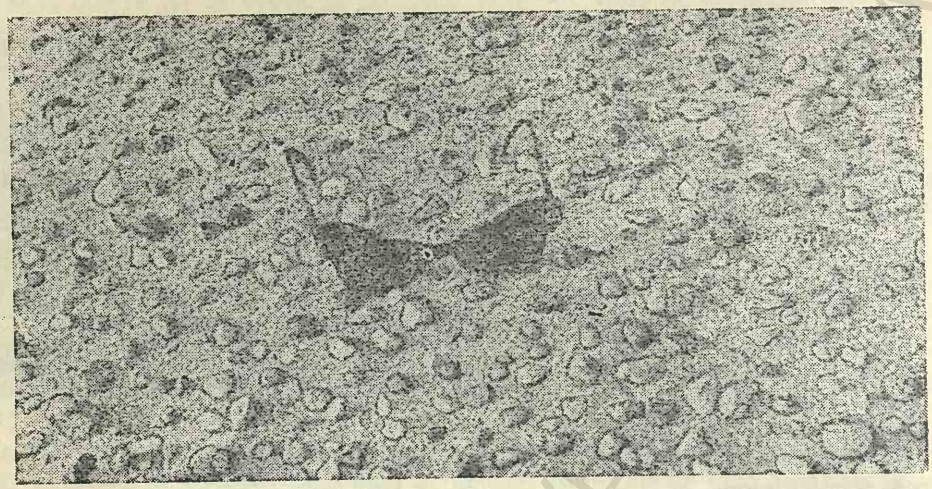


Fig. 45 — Serir în Sahara centrală (foto W. Macelein).

vînt. Seriruri tipice au fost descrise în deşertul Libiei, dar au fost semnalate şi în alte părţi, mai ales în Sahara.

În regiunile semiaride, mişcarea lentă uscată se observă de asemenea. Deosebirea constă în aceea că ea rămîne caracteristică pe pante cu înclinări mai reduse decît în zonele aride. În acest climat intervine şi influenţa apei ce cade în sezonul ceva mai umed şi care spală materialele mai fine, transportîndu-le la poala versantului unde sînt împrăştiate pe pante de 2—3°. Şi aici, ogaşele ce apar întîmplător la ploi sînt repede astupate de mişcarea areală de masă. Astfel de situaţii se citează la periferia semiaridă a pustiului Atacama, în semipustiurile Egiptului sau Etiopiei.

Mişcări lente similare există şi în pustiurile sau semipustiurile înalte şi reci unde, periodic, cade o pojghiţă redusă de zăpadă sau ceva ploi. Acestea favorizează mişcarea lentă a detritusurilor, făcînd să alterneze deplasările uşor umede cu cele uscate. Exemple se întîlnesc în Tibet, Pamir, Turchestan.

Şi pe pantele cu acumulări de grohotişuri din regiunile temperate, se întîlnesc asemenea mişcări lente. Ele sînt însă dominate de accelerarea deplasării cauzată de ploile destul de dese, dar mai ales de zăpadă şi de îngheţ-dezgheţul din timpul iernii. Materialele fine sînt spălate cu bruscheţe la ploi, umiditatea măreşte acţiunea chimică a alterării, ceea ce face ca elementele de pietriş să se reducă într-un timp relativ scurt ; apa topită din zăpadă reînghiaţă noaptea sub roci sau între ele, săltîndu-le sau împingîndu-le spre avale ; la dezgheţul din timpul zilei, din cauza golurilor rămase, pietrele se reaşază şi se deplasează tot spre avale. Aici deci, mişcarea generală e mult mai rapidă, impusă şi de alte cauze.

b. Creepingul

Creepul sau creepingul reprezintă suma unei infinităţi de mişcări foarte scurte, separate prin staţionări prelungite, pe care le execută fiecare particulă a păturei de alterare. Noţiunea a fost introdusă în literatură de către germanul G. Götzinger, după un cuvînt englez care înseamnă, în traducere aproximativă, a se tîrî, a se furişa sau „alunecare lentă". Unii autori întrebuinţează, în sens oarecum sinonim, şi termenul de reptaţie (împingere). Aşa de exemplu, R. Souchez (1963), care delimitează o reptaţie termică (creep termic) şi una hidrică ambele ducînd la cicluri de contracţie-dilatare şi determinînd, în ultimă instanţă, o deplasare lentă. Mişcarea de tip creeping, în special termic, a fost demonstrată experimental de către Mooseley (1869, citat de Souchez). Recent A. Scheidegger (1960) indică chiar modele matematice pentru explicarea creepingului termic.

Creepingul se efectuează particulă cu particulă, sau, altfel spus, este vorba de o automişcare, de o rearanjare lentă, dar continuă, a fiecărui element în raport cu cele din jur (fig. 46). Mişcarea depinde, în fiecare moment şi la fiecare particulă, de circumstanţe locale şi întîmplătoare. Nu există niciodată cumulare de viteză şi deci accelerare a mişcării ; aceasta din urmă, o dată apărută, se şi opreşte imediat. Pe ansamblu însă aceste mişcări particulare, dar infinite ca număr, produc deplasarea lentă spre avale a alterărilor. Este de la sine înţeles că, la suprafaţă viteza creepingului e mai mare şi descreşte în adîncime. Forţele sau cauzele ce impun schimbarea de poziţie a particulelor sînt mai active la suprafaţă. Cauzele respective sînt : oscilaţiile termice, hidratarea, gerul, infiltrarea apei, capilaritatea, dizolvarea, creşterea rădăcinilor, mişcarea animalelor (inclusiv în sol) etc. Aceste forţe şi însăşi creepingul sînt mai active sau mai puţin active după ritmicitatea climatică. Mişcarea de ansamblu mai poate varia şi în funcţie de forma şi dimensiunea particulelor, de grosimea păturii de alterare, de gradul de înclinare al pantei etc.

Creepingul, deşi este o mişcare foarte lentă, perceptibilă numai prin unele din efectele sale, ea are totuşi o extindere foarte mare, afectînd practic orice pătură de alterare cu materiale fine. Rezultatul este, de asemenea, important, prin aceea că deplasează continuu materialele, mai ales în regiunile cu vegetaţie. De altfel, creepingul este specific zonelor cu vegetaţie. Nici rădăcinile pădurii, nici iarba nu constituie o frînă în calea acestei mişcări. Din contră, prin creşterea, putrezirea şi reapariţia acestora, ele provoacă creepingul. În plus, rădăcinile dau unitate sau coerenţă maselor ce coboară particulă cu particulă.

Pe seama creepingului sînt puse, de exemplu, anumite fenomene de aplecare sau îndoire a unor tulpini sau îndoirile generale spre avale ale

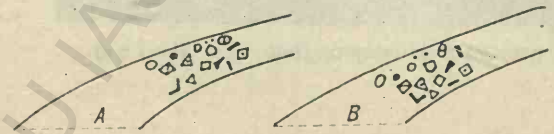


Fig. 46 — Creeping. Mişcarea particulelor (*A* şi *B*).

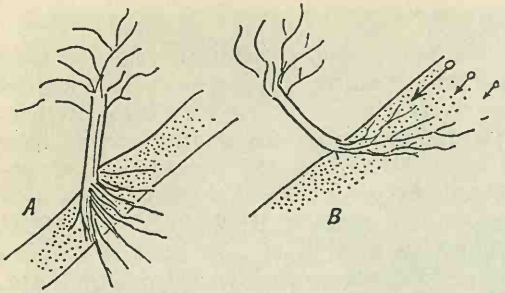


Fig. 47 — Rezistența (*A*) și îndoirea pomilor (*B*) prin creeping.

rădăcinilor. Gradul de îndoire depinde de adîncimea rădăcinii. Cele mai adînci sînt uneori mult mai înclinate, deoarece au fost prinse cu vîrfurile în pătura profundă ce se mișcă foarte încet sau deloc (în roca nealterată). Alte rădăcini adînci (și tulpinile respective) sînt însă foarte puțin înclinate deoarece au avut destulă forță ca să frîneze deplasarea materialelor de suprafață. La acești copaci se formează de obicei o treaptă în dreptul tulpinei, prin acumulări venite din spate și oprite aici (fig. 47).

Fenomenul de creeping și de îndoire a copacilor este intens pe pantele mai înclinate, pe frunțile teraselor, la contactul luncilor cu pantele superioare. În asemenea situații copacii pot căpăta înclinări atît de diverse încît, pe ansamblu apare o „pădure beată". Observații, în acest sens, au fost făcute de Schmidt (1955) și H. Mortensen (1964)[1]. La noi, asemenea fenomene pot fi văzute chiar în București, pe dealul Patriarhiei (fig. 48). De asemenea, pe pantele ce delimitează luncile, prin pro-

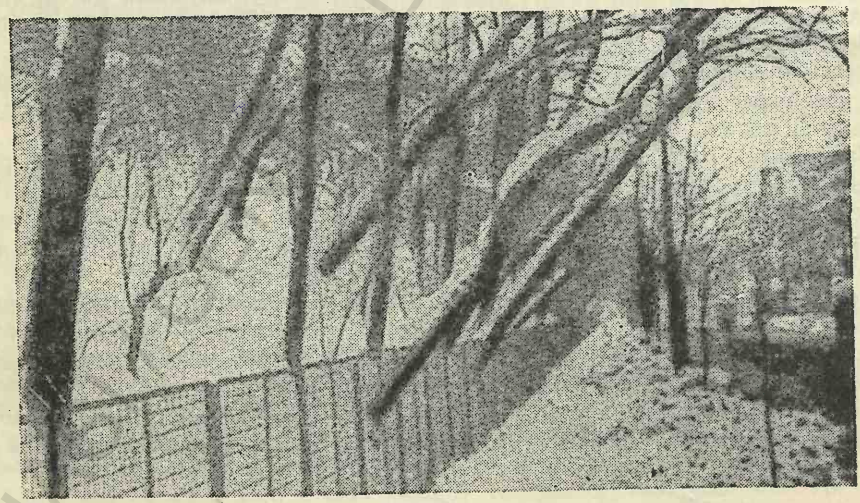


Fig. 48 — Aplecarea copacilor provocată de creeping (foto Gr. Posea).

[1] Citați de H. Louis.

cese similare pot apărea ceea ce K. Sapper (1915) a denumit soluri poligonale de uscăciune. Dar, chiar pe fundul unor albii, masele venite de pe versanți continuă să înainteze extrem de lent spre taiveg, tinzînd să-l închidă ; în multe cazuri, aici, fenomenul este stimulat de săparea laterală a talvegului. La poalele versanților însă ogașele și ravenele ce apar la ploi pot fi închise apoi prin fenomene de creeping.

În sens latitudinal creepingul trece cu ușurință în alunecare (în regiunile semiaride) și în solifluxiune (în regiunile periglaciare).

c. Coraziunea

Această noțiune a fost introdusă de W. Penck (1924) pentru a desemna acțiunea mecanică, executată de masele pregătite pentru deplasare asupra capetelor de strate pe care le fac să se aplece spre avale. Trebuie remarcat însă că nu numai simpla încovoiere a capetelor de strate înseamnă coraziune ci și smulgerea, concomitentă, din ele, a unor porțiuni de rocă ce nu erau încă complet detașate de către alterare. În acest înțeles, mai larg, coraziunea poate avea loc chiar și acolo unde condițiile de stratificație nu fac vizibilă încovoierea capetelor de strat. Fenomenul apare vizibil acolo unde stratele au o înclinare cît mai aproape de verticală sau înclină în sens invers pantei versantului (fig. 49). De asemenea, fenomenul este mai tipic în strate relativ subțiri cu durități medii (gresii, șisturi) care alternează cu strate mai moi. Încovoierea are loc nu datorită greutății proprii a stratelor, cum se crede uneori, ci datorită păturii de alterare de deasupra și în mod deosebit faptului că această greutate este în mișcare. Efectul de îndoire, rupere și deplasare a capetelor de strate este cu atît mai mare cu cît grosimea, greutatea și mișcarea alterărilor este mai mare.

Deși coraziunea este o acțiune mecanică, ea nu duce în general la crearea de zgîrieturi sau șlefuiri (ca mișcarea ghețarilor sau a apei curgătoare, ceea ce dovedește că se efectuează încet, integrîndu-se oarecum

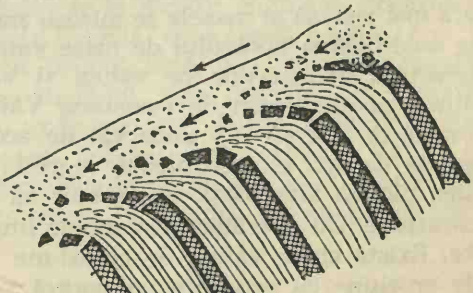


Fig. 49 — Coraziunea (îndoirea stratelor) prin creeping.

deplasărilor lente ale păturii de deasupra. Este vorba, mai mult, de o presare ce se exercită în josul versantului şi nu de o deplasare netă pe un plan delimitat care să fie zgîriat în timpul mişcării. Dar, această îndoire şi rupere prematură a bucăţilor de rocă din capetele de strate, datorită deplasărilor de mase mobile de deasupra lor, accelerează însăşi procesul denudării. Coraziunea contribuie la reducerea altitudinii şi a pantei, pentru acei versanţi care sînt acoperiţi total cu alterări mobile.

Pe anumite fîşii coraziunea poate deveni ceva mai intensă. Atunci apare o excavaţiune sub formă de văiugă, numite, de către W. Penck, văi de coraziune. Mai recent, a apărut şi termenul de văi de deraziune, care are oarecum aceeaşi semnificaţie. Văiugile, o dată apărute atrag şi mai mult materiale mobile şi, prin greutatea lor sporită, provoacă o coraziune mai mare. Totodată, astfel de văi determină şi o alterare accelerată, datorită umezirii lor crescute. Apa versantului se scurge către ele, iar alterările, avînd grosimi mari, capacitate deosebită de absorbţie, menţin umezeala mult timp. Acesta este motivul pentru care, multe dintre ele, cel puţin periodic, sînt mlăştinoase şi improprii agriculturii. După lăţimea şi forma patului pot fi deosebite două tipuri : văiugi largi — care au o pantă longitudinală foarte redusă, iar lateral trec pe nesimţite în interfluviu — şi văiugi înguste care au o pantă longitudinală mai accentuată, iar în profil transversal există posibilitatea de a le delimita mai net. Văiugile largi sînt caracteristice teritoriilor cu pante mici — cîmpii vălurite sau uşor înclinate, cîmpii piemontane, depresiuni, suprafeţe de nivelare din zonele înalte. La noi în ţară se întîlnesc pe cîmpia de la sud de Bucureşti, în Dobrogea, în zona piemontană joasă, în Transilvania şi Moldova. Văiugile înguste sînt specifice pantelor cu înclinări medii ceva mai accentuate — în dealuri, pe unele pante de podiş sau de munte. De exemplu săpăturile efectuate pentru şoseaua de la Porţile de Fier au dat la iveală, de sub pătura de alterări, multe asemenea văiugi.

Cele mai extinse văi de coraziune se găsesc însă în zonele semiaride, unde şi mişcarea maselor mobile este mai accentuată. Aşa se explică mulţimea acestor forme în Dobrogea. Ele par a fi, în unele locuri, şi o consecinţă a climatului periglaciar, cel puţin în sensul că atunci vegetaţia era mai redusă şi masele se mişcau mai repede. Schimbările climatice duc la modificarea aportului de mase venit de pe versant, la modificarea intensităţii evacuărilor pe văiugi şi văi cît şi la modificarea raportului dintre aceste tipuri de evacuare. Văiugile de coraziune sînt tipice şi în zonele de obîrşie ale unor văi de eroziune, care au pante moderate. În aceste cazuri, ele înaintează regresiv spre cumpenele apelor. Dar, nici aici, nici în alte părţi, nu trebuie să se creadă că toate văiugile sînt de coraziune. Cu precădere, în zonele împădurite domină văiugile de eroziune. Există chiar văiugi de coraziune pe care s-a instalat ulterior o vale de eroziune cu scurgere temporară ; acestea însă, adesea, nu ating fundul alterărilor, ceea ce constituie o dovadă că, iniţial, valea este de coraziune.

d. Solifluxiunea

Este o mişcare de masă, cu aspect lent, ce se produce în solul versanţilor puţin înclinaţi. Noţiunea a fost introdusă de I. Anderson (1906), în urma unor studii efectuate în ţinuturile antarctice şi insulele Falkland [1]. În traducere ar însemna curgerea sau alunecarea solului. Pentru modul ei de manifestare — prin alunecare — este încadrată uneori la „alunecări". Alteori, este cuprinsă la o altă categorie de mişcare, aceea impusă de acţiunea gerului, denumită obişnuit „crioturbaţie". Solifluxiunea face, de asemenea, trecerea de la alunecări spre curgerile noroioase, îmbinîndu-se uneori cu o şiroire extrem de redusă.

Solifluxiunea este o mişcare superficială care, sub formă tipică, se manifestă în timpul dezgheţului din zonele reci, îmbrăcate într-o vegetaţie rară sau chiar lipsite de covor vegetal (geli-solifluxiune). Mişcarea de tip solifluidal se întîlneşte şi în regiunile temperate şi la etajele înalte cu pajişti alpine, în timpul dezgheţului de primăvară şi al topirii zăpezii ; fenomenul însă este mai redus. Pentru ca solifluxiunea să aibă loc, pătura superficială trebuie să conţină un procent suficient de paticule fine (sub 10 microni).

Procesul se produce în felul următor. Dezgheţul începe de la suprafaţă, în timp ce subsolul rămîne îngheţat. Ca urmare, toată apa, rezultată prin topire, îmbibă puternic orizontul superior dezgheţat, saturîndu-l la maximum şi făcîndu-l plastic. Punerea în mişcare a materialelor este cu totul inegală, ea depinzînd de panta locală, de grosimea stratului dezgheţat, de densitatea rădăcinilor ierburilor. În general, cu cît pătura dezgheţată, ce devine plastică, este mai groasă cu atît panta necesară de punere în mişcare este mai mică. Se apreciază că, în funcţie de tipul de argilă, solifluxiunea se poate produce şi pe pante de la 1°—5°. Cele mai adînci solifluxiuni, respectiv şi pe pantele cele mai puţin înclinate, au loc în timpul dezgheţurilor de lungă durată (1—3 luni), dar unde subsolul rămîne îngheţat (tjäle, mertzlota, permafrost, gelisol). Deplasarea se face, în general, între pătura înerbată, rămasă cu o coeziune mare din cauza ţesăturii rădăcinilor şi stratul îngheţat impermeabil. Caracteristică este mişcarea foarte inegală, ce creează ondulări în pătura înerbată. Acestea rezultă, în primul rînd, din faptul că suprafaţa orizontului inferior, ce rămîne îngheţat, este deosebit de inegală ; unde există pîlcuri de vegetaţie sau unde persistă zăpada, adîncimea dezgheţului este mai mare. De asemenea, îmbibarea materialelor cu apă şi plasticitatea lor este inegală. Materialele împinse din părţi opuse dau naştere unor riduri de mişcare care, în ultimă instanţă, formează un val destul de înalt.

[1] Citat de W. Penck (1924)

Şi îngheţul joacă un rol important, deşi indirect, în mişcarea solifluidală. Îngheţarea apei de sus în jos (în timpul nopţii) acţionează ca un dop, sub care, propagarea pe mai departe a îngheţului provoacă tensiuni în pasta încă neîngheţată, obligînd-o să se mişte şi să se onduleze. Un alt rol important al procesului de îngheţ, în materialele care alunecă sub formă de solifluxiuni, este şi sortarea materialelor fine de cele grosiere, împingerea pietrelor spre suprafaţă şi spre avale, fenomene tipice periglaciare. Îngheţul provoacă, de asemenea, cuagularea coloizilor şi, ca urmare, favorizează, cel puţin în unele momente, o anumită permeabilitate a argilelor. Atunci, o parte din apa îmbibată se poate elibera, uneori destul de brusc, dînd naştere, local, la un început de şiroire.

Un tip aparte de solifluxiune se realizează cînd coeziunea paticulelor devine nulă, respectiv cînd a fost depăşită limita lichidităţii lui Atterberg (1948). În acest caz, pot avea loc mişcări pe orice fel de pantă, oricît de mică ar fi ea. Dacă depăşirea acestei limite afectează mase mari, au loc curgeri noroioase. Acestea pot transporta, pe pante mai înclinate, chiar blocuri mari, pasta argiloasă jucînd rol de reducere a frecării şi de mediu de alunecare. Astfel de situaţii sînt însă rare, deoarece menţinerea unei cantităţi de apă la care coeziunea să fie complet anulată este însoţită şi de o permeabilitate crescută ce duce la descreşterea lichidităţii prin apariţia şiroirii. Există şi cazuri cînd limita lichidităţii lui Atterberg este depăşită, iar stabilitatea ansamblului se menţine ; fenomenul se numeşte tiotropie [1]. Dar, la cele mai mici agitări se pierde rigiditatea şi se declanşează curgerea.

Cînd acţiunea de solifluxiune de pe doi versanţi este destul de activă, ea poate transporta, spre talvegul comun, cantităţi importante de materiale, inclusiv pietre. Aici, panta reducîndu-se solifluxiunea devine mult mai înceată. În schimb, apa, venită de pe versanţi, se acumulează în cantităţi mari putînd spăla materialele fine coborîte prin solifluxiune. Rămîn astfel numai pietrele, sub forma unor torenţi de pietre.

În zonele temperate, sau în cele înalte reci, solifluxiunea este prezentă primăvara, sau în zilele însorite de iarnă. Ea are proporţii reduse şi este stimulată cu precădere de dezgheţul din timpul zilei ; nu durează decît o perioadă de cîteva zile sau săptămîni, cînd o pojghiţă subţire din subsol rămîne încă îngheţată. Formele cele mai tipice sînt tot ondulările, nişte movile înerbate, denumite la noi marghile şi brazde, înalte de pînă la 0,5 m întîlnite pe pantele mai înclinate. Solifluxiunea, sub formă incipientă, este prezentă chiar şi pe unele pajişti, fîneţe şi pante despădurite situate sub limita pădurilor. Ca proces dominant de evacuare a materialelor de pe versanţi, solifluxiunea este specifică numai pantelor cu înclinări medii şi mici de la latitudinile mari şi din etajele de deasupra pădurii.

---

[1] Lichefierea unei substanţe coloidale foarte vîscoasă atunci cînd este agitată, dar care îşi reia starea anterioară odată cu oprirea mişcării.

e. Sufoziunea

Denumirea vine de la cuvîntul latinesc „suffodio" = a săpa pe dedesubt, a străpunge pe dedesubt. Procesul în sine este o acțiune mecanică, de dizlocare și transport a particulelor fine, pe care o execută curgerile rapide, temporare, ale apelor subterane, în roci friabile. Este vorba de un proces complex, precedat de acțiuni care creează căi inițiale de scurgere a apei freatice și urmat de prăbușiri sau alunecări de dimensiuni mici. În general, sufoziunea este orice transport mecanic subteran executat de ape în roci friabile ; caracter tipic îmbracă numai deasupra pînzei freatice sau la nivelul ei, în timpul ploilor puternice. Unde intervine, într-un procent mare, dizolvarea și evacuarea în soluție sub forma unei acțiuni permanente — ca în calcare —, acolo nu e vorba de sufoziune ci de eroziune carstică.

Rocile, care favorizează sufoziunea sînt cele friabile, poroase și relativ permeabile. În această categorie intră în mod deosebit loessul, argilele cu un anumit procent de nisip, aluviunile fine ce cuprind și nisip, pătura de alterări care de asemenea are un anumit grad de permeabilitate. Chiar în conglomeratele mărunte apare un fel de sufoziune, aici intervenind și dizolvarea cimentului dintre elemente. Grosimea stratului de rocă are importanță pentru amploarea fenomenului sufozional.

Dezvoltarea sufoziunii depinde și de pantă, de roca de bază peste care se află cea friabilă și, într-o relativă măsură, de nuanța climatică. În ceea ce privește panta, sufoziunea se produce pe terenuri cu înclinări generale mici ; la înclinări mari apar fenomene bruște, inclusiv torențialitate de suprafață, și nu sufoziuni.

Roca de bază favorizează sufoziunea cînd e impermeabilă dar ușor înclinată pentru a facilita un drenaj activ. Rocile permeabile, cum ar fi nisipul sau pietrișurile, provoacă sufoziuni, uneori foarte accelerate ; în acest ultim caz, oscilațiile pe verticală ale pînzei freatice joacă un rol deosebit.

Cînd pînza freatică se ridică, particulele se pot dezlipi unele de altele, iar la scăderea nivelului parte din ele pot fi antrenate de curentul de apă. Fenomenul devine activ cînd scăderea pînzei, ținînd pasul cu scăderea nivelului din rîuri, dă naștere unor scurgeri puternice de izvoare, foarte tulburi din cauza particulelor cu care s-au încărcat. Dacă pietrișurile sau nisipurile, situate sub loessuri, sînt mai jos decît nivelul rîurilor, respectiv sub nivelul minim al oglinzii pînzei freatice, atunci ele nu joacă nici un rol în sufoziunea de deasupra. Dacă contactul dintre loess și nisip se află deasupra albiilor, atunci sufoziunea este activă. Așa este, spre exemplu, versantul dinspre Argeș al Burnasului, cu aliniamente de izvoare, unele dintre ele cărînd multă tulbureală după ploi. Rolul pînzei freatice, și respectiv al oscilațiilor acesteia, se poate observa bine și pe malurile albiilor minore, mărginite de lunci largi formate din materiale fine friabile ; la scăderile de nivel ale rîului apar, în maluri, izvoare tulburi, urmate de surpări sau de formarea unor mici

grote sau tunele. Prăbuşirile se produc din cauza diminuării sau dispariţiei presiunii hidrostatice, care, la nivele crescute, măreşte rezistenţa malului.

În ce priveşte c l i m a, este de la sine înţeles că sufoziunea nu are loc decît acolo unde cad precipitaţii importante. Deosebirile constau în aceea că în zonele semiumede, deci cu perioade îndelungate de secetă şi cu ploi torenţiale de moment, fenomenele se menţin şi se dezvoltă de la o ploaie la alta, căpătînd proporţii maxime. Aşa spre exemplu, în Dobrogea sau pe unele porţiuni din Bărăgan sufoziunea are o dezvoltare mare. Aceste climate coincid însă, în multe cazuri, şi cu existenţa de roci friabile, respectiv loessuri. În climatele cu ploi mai dese evoluţia fenomenelor de sufoziune este mai rapidă, ca timp, şi se împleteşte cu eroziunea apelor de suprafaţă ; de aceea, formele tipice nu rezistă, distrugîndu-se repede.

Procesul sufozionării se produce într-o anume succesiune. La început trebuie să apară, pe diferite căi, locuri de scurgere rapidă a apei ce se infiltrează în roca friabilă. Aceste căi se creează prin dizolvare, prin crăpături în timpul secetelor, sau la îngheţ etc. De exemplu, dizolvarea calcarului din loess şi îndepărtarea lui în soluţie lasă anumite goluri. Pe acestea apa subterană începe să se mişte sub formă de curgere activă. Apare un fel de torent subteran, adesea sub presiune, care rupe şi antrenează mecanic micile particule cu care vine în contact. Se creează totodată un mic t u n e l sau h r u b ă de sufoziune, care se extinde şi se ramifică prin firicelele subterane, ce cresc şi sfredelesc roca în sens regresiv. Ele se dezvoltă dinspre maluri spre interiorul interfluviului, cu o pantă crescîndă. Procesul este activ la ploi, cînd unele din aceste tunele se pot astupa prin prăbuşiri, dar se pot destupa, datorită creşterii presiunii apei acumulate în spate ; în aceste cazuri au loc izbucniri cu efecte mecanice şi mai puternice. Cînd ploaia încetează şi apa din tunelele subterane nu le mai poate umple complet, atunci golurile rămase în spate execută o acţiune de sugere a apei şi a particulelor de deasupra, provocînd mişcări mai rapide pe anumite aliniamente verticale. Apar deschideri către suprafaţă, sub forma unor puţuri înguste, denumite uneori h o r n u r i d e s u f o z i u n e (V. T u f e s c u, 1966). La suprafaţă procesul dă naştere unor pîlnii sau d o l i n e d e s u f o z i u n e (Gr. Posea, 1962, pag. 261). Acestea au dimensiuni reduse, de 1—3 m lăţime şi 0,5—2 m adîncime (fig. 50). Pe fundul lor există uneori un orificiu, care face legătura cu hornul şi care poate fi mascat de vegetaţie. Dolinele sînt dispuse, de cele mai multe ori, pe aliniamente, respectiv deasupra tunelului subteran. În cadrul unui aliniament nu se întîlneşte un număr mare de asemenea excavaţiuni, deoarece, cele

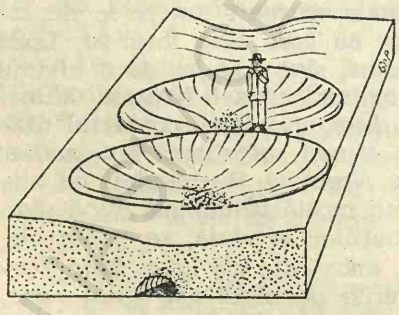


Fig. 50 — Doline de sufoziune.

din avale sînt absorbite de văiugile ce se dezvoltă regresiv, fie prin eroziune torențială de suprafață fie prin prăbușirea bolții tunelului și transformarea lui într-o mică vale. Pîlniile care sînt pe cale de a fi absorbite de valea în formare lasă între ele praguri care, în ultimul stadiu, seamănă cu niște înșeuări ; unele dintre ele sînt chiar străbătute, pe dedesubt, de tunele vizibile, ceea ce le dă un aspect de pod. De asemenea, dimensiunile dolinelor scad în direcția de dezvoltare a văii în formare (fig. 51).

Văiugile sînt de două feluri : văiugi largi, care provin din unirea lineară a dolinelor de sufoziune una după alta și văiugi înguste, de tip cheie, care se formează prin prăbușirea regresivă a tavanului tunelului de sufoziune. La cele largi, talvegul coincide aproximativ cu nivelul de fund al dolinelor, iar profilul transversal este împrumutat de la deschiderea acestora din urmă ; pentru acest motiv ele pot fi numite v ă i u g i d e s u f o z i u n e. Pe suprafețele dispuse în pantă, absorbirea dolinelor este mult mai rapidă prin formarea unor ogașe lineare sau răsfirate (fig. 52).

Există și cazuri cînd deasupra unor goluri subterane, provocate de sufoziune, pot avea loc prăbușiri de suprafață, izolate, cu un diametru care este egal sau mai mare decît deplasarea pe verticală ; acestea sînt g r o p i d e s u f o z i u n e. Pe marginile lor, ca de altfel și pe marginile dolinelor, se pot declanșa și mici alunecări. În cele mai multe cazuri la limita acestor zone prăbușite sau surpate rămîn o serie de martori sub formă de coloane, stîlpi și felii prizmatice, specifice, aproape în exclusivitate, loessului.

În procesul evolutiv al sufoziunii, un rol însemnat îl are grosimea stratului respectiv cît și faptul dacă în secțiune el prezintă stratificări. Așa sînt, spre exemplu, loessurile intercalate cu soluri fosile. Acestea din urmă pot juca, într-o anumită măsură, rol de strat impermeabil, determinînd formarea fenomenelor de sufoziune la nivele suprapuse. De asemenea, în loessurile groase se vor forma, cu precădere, hornuri sau

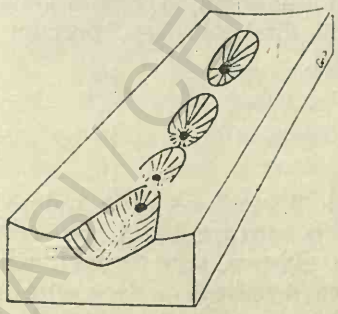


Fig. 51 — Formarea văii de sufoziune.

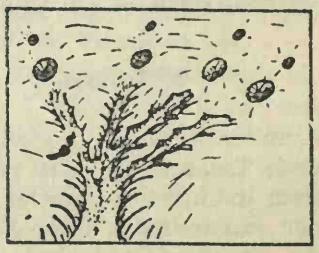


Fig. 52 — Înaintarea răsfirată a ravenelor torențiale prin sufoziune.

puțuri sufozionale lungi, precum și văi de tip cheie, pe cînd în loessurile subțiri acestea pot lipsi. Unii autori întrezăresc chiar un ciclu, al sufoziunii în loess, în următoarea succesiune : tunel, horn, dolină, vale de sufoziune. O dată cu multiplicarea văilor, acestea s-ar lărgi, nivelul păturei impermeabile de dedesubt, ar distruge micile interfluvii dintre ele și ar crea cîmpia de sufoziune (V. Tufescu, 1966). Asemenea cîmpii nu pot lua naștere decît pe suprafețe extrem de reduse, ele apărînd, cel mult, ca niște trepte mai lărgite pe marginea cîmpurilor acoperite cu loess. Pe suprafețe mari, ele nu se pot extinde decît în cazul adîncirii hidrografiei principale ; or, într-o asemenea situație, adîncimea fragmentării depășește baza eroziunii sufozionale, anulînd posibilitatea formării acelei cîmpii specifice.

Forme cu aspect sufozional incipient, sau numai procesul în sine de transport, pot fi observate și în pături de grohotișuri fosilizate, din care izbucnesc, la ploi, izvoare deosebit de tulburi. Așa ceva se poate vedea la baza grohotișurilor împădurite de sub Bucegi sau sub masivul Șatra din Lăpuș. De asemenea, sub pătura de alterări a pădurilor sau a altor terenuri ușor nisipoase, pot apărea fenomene similare. De exemplu pe versantul dinspre Feleac al Clujului, o serie de case prezintă crăpături, nu din cauza alunecărilor ci mai mult datorită sufoziunilor combinate cu tasări. Un anumit tip de sufoziune se produce în zona unor izvoare mici, ce își adună apa de pe o suprafață restrînsă formată din alterări, nisipuri, aluviuni etc. Cînd gurile lor îngheață complet, apa se poate aduna în spate și izbucnește cu presiune în timpul zilelor însorite ; sînt antrenate totodată și particule care prin plecare lasă goluri. Taluzurile tăiate adînc în roci friabile și expuse sudic, au mai des asemenea fenomene. Se citează chiar astupări al gurilor unor izvoare de versant, în Cîmpiile Jijiei, din cauza depunerii sărurilor ; ele cedează brusc la scăderile de presiune din afară, dînd momentan scurgeri de noroi sărat (V. Tufescu, 1966).

La noi în țară cele mai tipice și mai extinse forme de sufoziune se întîlnesc pe malurile din loess ale văilor din Cîmpia Română, cu precădere pe malurile Burnasului, pe malul dunărean la Brăila-Galați, pe malurile văii Carasu și pe multe alte văi din Dobrogea, precum și pe alte teritorii formate din coluvii și alterări.

f. Tasarea

Denumirea vine de la cuvîntul francez „tasser" = a se îndesa, a se înghesui. Tasarea, în sens restrîns, este o mișcare lentă, pe verticală, efectuată în interiorul rocilor afînate sau elastice, sub forma unei compresiuni sau îndesări, impusă de greutatea proprie sau de o altă suprasarcină. Ea se efectuează, în mod deosebit, pe suprafețe plane sau relativ plane. Spre deosebire de sufoziune, unde subminarea dată de torenții subterani creează goluri în interiorul stratului, tasările duc la îndesări

de sus în jos formînd, în primul rînd, escavaţiuni de suprafaţă. Tasarea, deşi poate fi separată ca o formă de mişcare aparte, ea se asociază, foarte des, cu alte procese cum ar fi creepul, sufoziunea, spălarea, alunecări şi prăbuşiri de dimensiuni reduse.

Rocile care favorizează procesul de tasare sînt cele friabile, poroase, afînate. În această categorie intră loessoidele, nisipurile, argilele şi marnele nisipoase, alunecările argilo-nisipoase şi chiar grohotişurile consolidate. Indicele golurilor, din astfel de roci, raportat la greutatea materialelor pe unitatea de volum, face posibilă comprimarea lentă a acestora şi apariţia de excavaţiuni. Cînd acest indice creşte, sau cînd greutatea se măreşte datorită unor mase alohtone-construcţii, alunecări, veniri de nisip, saturare în apă etc. — atunci tasarea devine mai activă. Un rol esenţial îl joacă şi apa. În prezenţa ei unele roci pot deveni mai elastice, se pot comprima mai uşor ; de asemenea apa, prin dizolvare, poate duce la creşterea indicelui de goluri şi deci la accelerarea tasării. Roca cea mai predispusă la tasări naturale este loessul stepelor. Apa, pătrunsă în porii săi, dizolvă carbonatul de calciu şi alte săruri solubile pe care le transportă în soluţie către baza stratului sau în pînza freatică. Uneori sînt antrenate şi cele mai mici firicele de praf. În felul acesta se creează o serie de goluri, care atrag după sine o îndesare a materialelor de deasupra rămase mai afînate. Această tasare nu este perceptibilă din cauza caracterului său areal general. Există însă porţiuni în care tasarea este mult mai accentuată decît pe teritoriile din jur şi se face vizibilă prin excavaţiuni de suprafaţă. Acestea sînt favorizate iniţial de apariţia unor crăpături, pe timpul secetelor, sau de alte cauze, care fac ca dizlovarea şi spălarea calcarului să fie mai activă pe anumite direcţii. Tot aici, pot fi antrenate într-un grad mai mare şi firicelele fine de praf, sub forma unei sufoziuni embrionare foarte dispersă. Pe aceste locuri se formează acele excavaţiuni denumite c r o v u r i[1]. În U.R.S.S. sînt denumite farfurii de stepă. Ele pot fi rotunde sau elipsoidale, iar dimensiunile variază de la cîţiva metri, la cîteva zeci şi chiar sute de metri în diametru. Adîncimea este redusă la 2—6 m. Fundul lor este uneori deosebit de plat şi nu are vreo deschidere ca la dolinele de sufoziune. Din contră, pe timpul ploilor, sau la topirea zăpezilor ele menţin apa o perioadă îndelungată. Unele cercetări au dovedit că sub crovuri lipseşte acel strat bogat în depuneri calcaroase ; aceasta este o dovadă că acţiunea de spălare a sărurilor joacă un rol deosebit în formarea lor.

Uneori, asemenea excavaţiuni pot să se lărgească foarte mult şi, prin îngemănare, să atingă dimensiuni de 0,5—3 km. Ele poartă denumirea de g ă v a n e şi p a d i n e. În astfel de situaţii se poate vorbi de un ciclu evolutiv, în care stratele de sub loess, solurile fosile (ca pături relativ impermeabile) şi respectiv pînzele freatice îşi au desigur rolul lor. De asemenea, în lărgirea crovurilor şi mai ales a găvanelor, un rol

[1]) În ţară la noi, denumirea de crov este dată şi dolinelor calcaroase de către localnicii din Podişul Cărbunari, sau chiar din podişul Mehedinţi.

relativ pare a-l juca și vîntul, nu atît prin eroziune cît prin spulberarea materialelor argilo-nisipoase ce se fărîmițează din cojile și coșcovele subțiri, uscate în timpul secetelor. În această idee, a evoluției crovurilor prin îngemănare, padina nu ar fi altceva decît o cîmpie de tasare formată la nivelul de fund al vechilor crovuri. Uneori, prin îngemănarea unor crovuri, îngemănare facilitată și de o anumită pantă a reliefului, iau naștere chiar văiugi de tasare.

Tasări cu totul reduse se pot observa și pe depunerile fine din cadrul luncilor sau pe cele care îmbracă anumite terase, cum ar fi pe Someș, Lăpuș și Crișuri. Ele dau însă niște crovuri extrem de mici, mergînd de la dimensiunea unui cuib, pînă la circa 1 m în diametru ; pe terase, unele din ele pot fi lărgite prin alte procese, inclusiv biogene, creînd niște lăculețe în care se scaldă bivolii. Unii autori descriu și forme de tasare de tip biogen (prin călcare și bătătorire), care iau naștere pe versanți cu înclinări relativ mari (S. S. Sobolev, 1948 ; V. Tufescu, 1966). Ele ar duce la crearea unor poteci de vite și loturi romboidale de vegetație, specifice anumitor pante deluroase în plină degradare și cu tendință de „stepizare". Desigur, îndesarea materialelor prin călcarea vitelor este o realitate în cazul suprapășunatului. Totuși, spălarea pluvială, unele alunecări reduse de tipul solifluxiunilor și creepingul joacă un rol mult mai important în geneza acestor forme.

Dacă pe rocile tasabile se suprapune o mare greutate, cum ar fi diferitele construcții, alunecări etc., atunci procesul tasării este mult accelerat, mergînd pînă la crearea unor excavațiuni delimitate de mici trepte cu aspect de prăbușiri. Asemenea situații pot apărea în cazul construcțiilor de blocuri, unde nu s-au luat măsuri prealabile de tasare mecanică. Rezultate similare impun și unele pompări maxime de apă, ce duc la scăderea nivelului pînzelor freatice, precum și extragerea petrolului. Aici sînt posibile și prăbușiri importante.

În România, cele mai tipice forme de tasare se găsesc în Cîmpia Dunării, în Dobrogea, în Banat, iar tasări „forțate" s-au manifestat sub unele construcții din Brăila, Galați, Constanța, Mamaia (pe nisipuri), București. Tasările de tip crov au fost studiate mai ales de G. Vâlsan (1916) și T. Morariu (1946).

E. PLUVIODENUDAREA

Pluviodenudarea este acțiunea de mișcare și deplasare a particulelor de la suprafața scoarței de alterare prin acțiunea apei de ploaie sau din topirea zăpezii, mișcare ce n-a ajuns încă în stadiul de scurgere concentrată sub formă de curent. Ea nu este o autodeplasare, ca celelalte tipuri, ci mai mult o acțiune de transport pe calea unui agent. Este însă o acțiune specifică versanților, care contribuie din plin la modelarea

acestora și, de aceea, se impune a fi tratată, în parte, în cadrul denudării.

Pluviodenudarea se compune din două feluri de mișcări : prima este acțiunea mecanică de izbire, dislocare și împrăștiere a particulelor de către picăturile de ploaie, iar a doua este transportul pe pantă, cunoscut și sub numele de *spălare*. Și una și cealaltă sînt în strînsă legătură cu tipul climatic, cu vegetația și cu alți factori cum ar fi panta, roca etc.

Pluviodenudarea este maximă în regiunile semiaride și semiumede, unde vegetația nu împiedică efectele sale ; este de asemenea maximă la topirea zăpezilor, în timpul averselor, la partea medie și inferioară a versanților și pe locurile desțelenite sau defrișate. Cea mai puternică frînă împotriva acestei acțiuni, care atacă în primul rînd solul, este vegetația. Efecte deosebite dau numai ploile care intră în categoria celor torențiale, ce cad pe soluri relativ descoperite. Așa sînt regiunile cu un anotimp ploios și unul secetos ; zonele de savană, musonice și mediteraneene se încadrează aici în primul rînd. De asemenea, regiunile defrișate, arate sau pajiștile din regiunile umede sînt puternic denudate în timpul averselor de vară sau la topirea bruscă a zăpezilor. Deșerturile intră mai puțin în această categorie, din cauza lipsei de ploi ; totuși și aici, ploile torențiale, ce cad chiar la peste 5 ani o dată, efectuează o acțiune de denudare ce poate fi egală cu cea a vîntului în tot acest interval. Ploile torențiale sînt cele care lansează o mare cantitate de apă într-un timp scurt. Există diferite tabele care apreciază categoriile de ploaie după cantitatea de apă căzută pe minut și după durata acestora. La noi se întrebuințează tabelul lui G. Hellmann, după care, ploi torențiale sînt acelea care dau între 1 mm—0,1 mm pe minut, dacă durata ține începînd de la 5 minute (1 mm) pînă la trei ore. Din punct de vedere morfologic însă, o ploaie poate avea efect torențial chiar și la cantități mai mici, în funcție de o serie de alte condiții locale ca : rocă, grad de permeabilitate, grad de acoperire cu vegetație etc. De exemplu, o ploaie căzută pe un sol înghețat la o mică adîncime și cu pantă mare, poate avea efecte torențiale chiar dacă ea este relativ înceată.

Acțiunea de izbire a picăturilor de ploaie are ca rezultat deplasarea celor mai fine particule de la suprafața solului și împrăștierea lor în toate direcțiile ; pe pante, ele se răspîndesc cu precădere spre aval. Deci izbirea duce la ruperea coeziunii particulelor dar și la mișcarea lor pe distanțe de cîțiva centimetri sau zeci de centimetri. Efectul acestei acțiuni depinde de mărimea picăturii de ploaie, de viteza cu care ea cade, de sol etc. Numai ploile torențiale, aversele, pot provoca o acțiune eficientă de izbire și numai acolo unde picătura de ploaie atinge direct suprafața solului. Vîntul intensifică puternic această acțiune, iar efectul este maxim acolo unde și particulele suprafeței de alterare sînt foarte fine ; unde roca este coerentă efectul acestei izbiri este neînsemnat. Vegetația constituie frîna cea mai eficientă împotriva acestei acțiuni ; unde este densă ea o anulează complet.

Spălarea[1] reprezintă forma cea mai activă a pluviodenudării. Ea face, în acelaşi timp, trecerea către scurgerea şi transportul concentrat. Spălarea este, în fapt, evacuarea, sau transportul executat de către apa de ploaie care, după ce a căzut pe suprafaţa solului, începe să curgă pe pantă sub forma unei pelicule sau a unei pînze. Această acţiune poartă şi alte denumiri sau este cuprinsă în ele ; aşa de exemplu : d e n u d a r e, a b l a ţ i e, e r o z i u n e d i f u z ă, e r o z i u n e l a m i n a r ă, e r o z i u n e a r e o l a r ă. Desigur că, analizaţi în sine, aceşti termeni prezintă şi o serie de deosebiri, unii fiind mai restrictivi, alţii, cum ar fi eroziunea laminară, incluzînd şi alte acţiuni nu numai pe aceea strict a apei de ploaie. Înţelesul cel mai obişnuit al noţiunii de spălare (sensul de ablaţie fiind aproape identic) se referă la acţiunea acelei scurgeri care este obligată să se efectueze pe întreaga suprafaţă a pantei. Ea rezultă, nu din înclinarea mică a acesteia (ca de exemplu la revărsarea unor rîuri în cîmpie), ci din abundenţa apei căzute, care nu are posibilitatea să se infiltreze brusc, nici să se concentreze sub formă de curenţi. Chiar dacă apa începe să se concentreze, mai ales în părţile superioare, pe măsură ce ea coboară, cantităţile se cumulează, în aşa fel că şuvoaiele se alătură unul altuia formînd o p î n z ă, o u n d ă sau un v a l, după abundenţa ploii. Viteza de mişcare devine, ea însăşi, uneori foarte mare, iar efectul de spălare şi transport este extrem de important.

Spălarea este foarte diversificată, ca proporţii şi efecte, după climă, vegetaţie, pantă, lungimea pantei şi după rocă.

C l i m a acţionează prin tipul de ploaie şi vegetaţie. Numai ploile torenţiale au efect denudativ. Respectiv, numai acea parte din apă care nu s-a putut infiltra, se scurge la suprafaţă şi dă efecte de spălare. Dacă ploaia n-a depăşit această limită critică, spălarea nu are loc. M o m e n t u l d e m a x i m ă i n t e n s i t a t e al ploii are importanţă, uneori deosebită, pentru gradul spălării. Plasarea acestui moment către partea de mijloc sau de sfîrşit a ploii, respectiv după ce solul s-a îmbibat cu apă şi a devenit impermeabil, duce la o denudare puternică. În anumite condiţii însă, şi plasarea acestui moment la începutul ploii poate duce la spălări foarte intense. J. B ü d e l (1965) arăta că în regiunile semiumede din Angola, chiar şi pe cele relativ plane (sub 0,5%), denudarea cea mai mare are loc la prima ploaie după anotimpul secetos. În aceste momente, apa căzută nu se infiltrează deoarece porii scoarţei de alterare sînt supraîncărcaţi cu aer ; acest fapt favorizează scurgerea în pînze, ce cară praful şi nisipul format în anotimpul secetos. Cu timpul se sculptează şi nişte mici canale de scurgere, dar acestea nu pot cuprinde toată apa de ploaie (circa 20—40 mm în 1/2 oră) şi între ele se formează pînze de scurgere ; în plus, canalele sînt blocate, după ploaie, de creşterea rapidă a vegetaţiei.

[1] În acest capitol nu ne referim şi la acţiunea apelor ce se scurg pe suprafaţa glacisurilor, şi care, în mare parte, cumulează apele „uedurilor" (vezi „Eroziunea laterală şi areală a apelor curgătoare").

Abundența ploii, mai ales în momentul său maxim, poate transforma scurgerea sub formă de pînză (scheet-wasch) în scurgere sub formă de undă sau chiar de val (scheet-flood). Acestea au o mare putere de eroziune prin volum și viteză, dar și prin aceea că alături de scurgerea de tip laminar apare și se intensifică scurgerea de tip turbulent ; curenți mici sau turbioane, cu axe oblice sau verticale, se nasc în interiorul undei sau valului, crescînd brusc forța denudativă. Unda și valul se încarcă și se descarcă cu materiale, își pierd forma și și-o refac într-un timp scurt, aceste acțiuni succedîndu-se în funcție de conjuncturile locale de pantă, de încărcătură etc. Regiunile cele mai expuse spălării sînt deci cele cu ploi torențiale, cele cu un anotimp secetos și unul ploios.

Vegetația se opune atît scurgerii sub formă de pînză, cît și efectelor sale denudative. Pădurea reține o mare cantitate de apă pe coronamentul său, care apoi se evaporă ; infiltrarea este mult mai accentuată în pădure. Într-un cuvînt, pădurea scoate din circuitul potențial al scurgerii superficiale o mare cantitate de apă. În plus, vegetația în general constituie obstacole permanente și infinite în calea scurgerii, a creșterii vitezei sale. Zăpada se topește mult mai lent în pădure, iar apa rezultată se infiltrează uneori aproape în întregime ; aceasta, deoarece solul și subsolul de sub pădure rămîn de obicei dezghețate. În regiunile temperate, cad cu deosebire pradă acestei acțiuni terenurile desțelenite. Cantitățile de sol îndepărtat prin spălare, odată cu extinderea culturilor, sînt enorme. Ploile de primăvară sau deszăpezirile bruște, pe un sol încă ușor înghețat, au, în acest sens, cele mai nefaste rezultate.

Panta și lungimea acesteia fac să crească viteza de scurgere, să reducă sau nu posibilitățile momentane de infiltrare. Spălarea e mare pe pantele repezi și mai ales la partea lor inferioară. În general există o limită, pornind de la cumpănă spre avale, de la care scurgerea apei, cumulîndu-se, capătă efecte denudative. De obicei, această limită variază de la o ploaie la alta, fiind în realitate o fișie. Ea apare adesea în relief printr-o culoare aparte, impusă de intensificarea procesului de spălare, de reducerea păturii de alterare. Cunoașterea acestei limite are desigur o mare importanță practică.

Însăși configurația generală a pantei are importanță pentru spălare. Pe o suprafață convexă cu aspecte de mamelon, pe care abia tinde să se disperseze, efectul denudării va fi mai mic decît pe o suprafață egală dar dispusă sub forma unui bazinet (fig. 53). De asemenea, o pantă în trepte frînează denudarea, pe cînd o pantă uniformă o accelerează. În

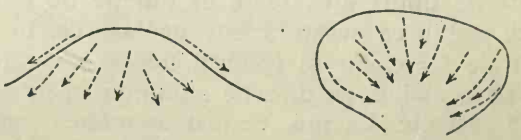


Fig. 53 — Spălare pe un mamelon. Intensificarea spălării într-un bazinet.

ce privește lungimea pantei (înclinarea rămînînd relativ egală), ea crește intensitatea spălării prin cumularea cantității de apă venite din spate.

Harta pantelor, a tipurilor de pantă, a limitelor de la care denudarea începe să fie activă sau maximă (în funcție de intensitatea ploii și de condițiile locale) joacă un mare rol practic, mai ales pentru utilizarea terenurilor despădurite. Înclinarea diferitelor pante se calculează în laborator, după harta topografică. Tipurile de pante și trasarea anumitor limite, începînd cu care denudarea capătă importanță diferită, acestea se apreciază numai prin observații și cercetări de teren. În caz contrar, eficiența hărților întocmite este redusă.

Roca intervine, în spălare, ca factor pasiv. Sînt denudate cu precădere rocile afînate : nisipuri, loessuri, soluri și pătura fină de alterări în general. Dar nu numai friabilitatea ci și permeabilitatea joacă rol deosebit și uneori invers decît friabilitatea. Rocile în care infiltrarea se poate face la maximum, cum ar fi stratele groase de nisip sau pietrișuri, spălarea se reduce în mod deosebit. De asemenea, pe unele pante inferioare, unde grosimea alterărilor cărate din partea superioară a devenit mare și ele sînt permeabile, spălarea, în loc să crească (conform lungirii pantei), ea scade.

Efectele generale ale denudării rezidă în transportul materialelor din locurile înalte spre cele joase de la poala versantului, mergînd pînă la împingerea lor în albia rîurilor. Ca efect vizibil imediat, se observă o spălare în părțile înalte și o acumulare în cele joase. În realitate, spălarea este activă, adesea și în zona așa-zisă de acumulări, numai că ea se efectuează în momentele maxime, cînd scurgerea are aici formă de undă sau de val. Spre sfîrșitul ploii, cînd scurgerea descrește, rămînînd numai sub aspect pelicular sau de pînză, ea în adevăr acumulează poala versantului.

În ceea ce privește efectele practice, spălarea afectează cu precădere solurile. Ea joacă un rol deosebit în așa-zisa eroziune a solurilor, dezlănțuită prin defrișări și desțeleniri. Porțiunile de la baza versantului pot suferi, în schimb, din cauza împotmolirii culturilor cu materiale aduse prin spălare. Acesta este și motivul pentru care agronomii și pedologii, cu precădere, au dezvoltat diferite metode și practici de studiu a eroziunii prin spălare. Ei au stabilit adesea categorii de pante care trebuie folosite numai ca pădure, altele ca fînețe, pășuni, culturi de diferite tipuri etc., toate în funcție de puterea locală a denudării. Pentru stabilirea acestora este necesar ca, în prealabil, să se studieze o serie de fenomene și condiții locale cum ar fi : frecvența locală și regională a ploilor pe diferite anotimpuri, intensitatea și efectele lor, tipurile de roci etc. La noi, pentru asemenea metode și studii, pot fi amintiți, de exemplu : C. Donciu (1929), C. Chiriță (1955) ș.a.

F. ETAJE SAU FÎȘII DE EVACUARE

Urmărind acțiunea de modelare a scoarței, pornind din părțile cele mai înalte ale unui versant către cele mai joase, se poate constata adesea o zonare a proceselor de deplasare, sub formă de fîșii ce îmbracă, fiecare, aspecte caracteristice. Astfel, în părțile superioare domină spălarea și autodeplasarea sau denudarea propriu-zisă ; ceva mai jos pătura de alterări se îngroașă, prin aport alohton și, pe lîngă spălare și autodeplasare, se adaugă și coraziunea (îndoirea capetelor de strat). În partea cea mai inferioară crește mult cantitatea de apă, în așa fel că spălarea și evacuarea în soluție devin dominante. În fine, pe văi evacuarea capătă o formă cu totul nouă, este transportul apelor curgătoare. Baza versantului formează o zonă de tranziție între eroziune și denudare.

Cele trei fîșii caracteristice versanților — superioară, medie și de contact — se deosebesc atît ca înclinare și uniformitate a suprafeței lor, cît și ca structură și compoziție a păturii de alterări și a modului dominant de deplasare a acestora. Materialele ce le acoperă sînt denumite, cel mai adesea, de sus în jos, astfel : *eluvii*, *deluvii* și *coluvii*. Alți autori întrebuințează alte noțiuni, cum ar fi : *pantă de ablație*, *pantă de transport* și *pantă de acumulare*. Ultimii termeni au avantajul că indică precis o anumită acțiune dominantă, deși trebuie remarcat aspectul relativ al celor doi din urmă unde, de exemplu, ablația este totuși destul de puternică.

Rămînem la noțiunile de eluvii, deluvii și coluvii, ca fiind cele mai des întrebuințate, deși adesea cu înțelesuri variate și echivoce.

Eluviile sînt materiale dezagregate și rămase pe loc. Ele pot avea dimensiuni foarte mari — blocuri colțuroase — pînă la nisipuri și chiar praf. În general însă, praful și nisipul fin sînt spălate — de aceea, fîșiei respective i se zice și zonă de ablație. O caracteristică a eluviului este similitudinea sa fizică și chimică cu roca de bază din care de fapt a provenit. Materialele sînt aici nesortate.

Delimitarea exactă a noțiunii de eluviu nu are același conținut pentru toți autorii. Cei mai mulți înțeleg prin eluviu acele materiale dezagregate, rămase pe loc în urma unor spălări de suprafață a materialelor mai fine ; este vorba deci numai de materialele autohtone, formate și rămase în partea superioară a versanților, pe interfluviile relativ netede și cel mult pe marginile acestora. Alții înțeleg prin eluvii și acele materiale de alterare de pe locurile netede, joase, care nu au suferit o spălare de suprafață ci numai o spălare pe verticală (iluviere).

Deluviile sînt materiale coborîte din părțile mai superioare ale versantului, adică alohtone. Ele au în general o altă structură și compoziție decît roca subjacentă, sînt mai rotunjite și mult mai reduse ca mărime. Un alt caracter esențial este faptul că ele sînt supuse unei mișcări relativ lente dar care poate deveni și rapidă la primele dezechilibrări

provocate de distrugerea vegetației, prin păşunat, arături sau prin alte cauze. Sub acest aspect, deluviile formează pante apropiate de un echilibru instabil. Mişcarea dominantă, în această parte, este cea de tip creeping, îndoirea capetelor de strate (coraziune), spălare, dar chiar şi alunecări şi curgeri noroioase. Raportul dintre viteza alterărilor şi evacuare, pe aceste pante, este în general egal sau în favoarea evacuării. Dacă pantele deluviale dispun totuşi de o pătură groasă de alterări, uneori atingînd, local, cîţiva metri sau zeci de metri, faptul se datoreşte aportului de materiale din susul versantului, faptului că aici există un continuu tranzit. Din loc în loc, din pătura de deluvii poate să apară, la zi, şi roca în loc. Aceasta denotă că, local, viteza evacuării este mai mare decît alterarea. Pe pantele deluviale, procesele mecanice şi procesele gravitaţionale de deplasare sînt dominante. La noi în ţară de această problemă s-a ocupat cu precădere C. Martiniuc (1954).

Coluviile sînt depunerile ce se întîlnesc la baza versanţilor, extinse de obicei la contactul cu luncile sau cu terasele larg dezvoltate. Aparent, coluviile sînt mult mai stabile. Materialele componente sînt fine, deoarece au parcurs un drum lung. Panta suprafeţelor coluviale este netedă şi deosebit de uniformă, formînd ceea ce uneori se numeşte glacis coluvial. Sub aspectul compoziţiei, materialele sînt şi mai net deosebite de roca de bază, dar sînt mai uniforme ca strat decît deluviile. Uniformitatea rezultă din finețea granulometriei, dar şi din umezeala mult crescută la baza versantului, care duce la finisarea alterării, la dominarea materialelor argiloase.

De remarcat că, uneori, pătura de coluvii nu este prea groasă, deoarece este spălată pe calea eroziunii chimice, a celei de tip sufozional şi chiar prin spălare de suprafaţă. Aceste spălări nu afectează uniformitatea suprafeţei, ceea ce dă aparenţa unei stabilităţi deosebite. Panta coluvială se mai caracterizează şi prin aceea că alterarea din roca în loc este foarte încetinită sau chiar oprită atunci cînd fîşia coluvială nu e prea lată. În acest ultim caz coluviile formează o pătură protectoare împotriva alterărilor rocii subjacente. În schimb alterarea coluviilor către forme finale este accelerată de abundenţa umezelii.

Pantele coluviale fac racordul între versantul propriu-zis şi luncile sau cîmpiile netede. Ele se alungesc, prin aluvionare, către cîmpie, dar, printr-un fel de eroziune regresivă areală, împing şi baza versantului. În cadrul coluviilor se intercalează o serie de conuri de dejecţie, foarte plate, date de şiroire, torenţi sau pîraie care, de asemenea, îşi împrăştie materialele la contactul versantului cu lunca sau cîmpia. Acestea se numesc, de obicei, proluvii şi, împreună cu coluviile, dau glacisurile coluvio-proluviale.

Unii autori includ în coluvii chiar partea inferioară a grohotişurilor, formată din materiale grosiere ; ele sînt, cel mult, nişte blocuri „eratice" în zona coluviului.

Concluzii. Cele trei noţiuni, de eluviu, deluviu şi coluviu — reprezentînd trei fîşii distincte ale versantului — se aplică cu precădere numai

acolo unde nu intervine o cornișe puternică formată din roci dure, care, mai ales în regiunile semiumede sau semiaride, impune o altă zonare. Astfel L. King (1957) distinge, la un astfel de versant, patru părți : fișia de deasupra cornișei („waxing slope" sau „upper slope"), cornișa („free face" sau „rock bluff"), taluzul de dărîmături („debris slope") și o fișie mai plană („waning slope" sau „planate slope") ce înaintează în detrimentul celei anterioare, cunoscută uneori sub denumirea de glacis (fig. 64).

G. TENDINȚA SPRE NETEZIRE A PANTELOR

Evacuarea materialelor pe versanți este, în aspectul său general, continuă. Ea se realizează sub orice climat, acolo unde, fie sub o formă lentă fie prin deplasări mai rapide pînă la bruște, înclinarea pantei o permite. Orice înclinare ce depășește circa 5° determină o evacuare și, în anumite condiții, aceasta se face chiar la înclinări de 2°—3°. Clima nu intervine decît în impunerea tipului de mișcare, pe o pantă sau alta, sau în declanșarea unui tip de mișcare, începînd de la o înclinare sau alta. Mișcarea însăși nu depinde de climă, evacuarea materialelor se produce peste tot.

Clima intervine și prin intermediul vegetației. De exemplu, în zona pădurilor tropicale mișcările bruște se declanșează numai pe versanții puternic înclinați, deoarece vegetația se instalează și pe pante foarte mari ; în zonele temperate deplasările similare, ca viteză, încep de la pante mai reduse ; în zonele semiaride și semiumede aceleași mișcări se dezlănțuie la înclinări mai mici decît în cele temperate ; pentru zonele aride — dezgolite de vegetație — panta pe care pot avea loc mișcări sesizabile devine foarte mică. Cu cît vegetația este mai săracă cu atît mișcarea particulelor se face mai individual și, cu cît vegetația e mai bogată mișcarea are caracter de masă ; ea însă există peste tot.

De aici, rezultă independența relativă a mișcării față de climă în condiții egale de pantă, rocă și structură. Clima nu schimbă nici acțiunea generală de alterare; ea impune numai, într-un loc o alterare fizică, în altul pe cea chimică. Clima intervine însă, în mod deosebit, în ceea ce privește cantitatea maselor evacuate pe versant în unitatea de timp și deci, modifică, zonal, raportul dintre viteza de alterare și cea de evacuare, inclusiv raportul dintre alterare și evacuarea materialelor de către rîuri.

Rezultatul cel mai general al evacuării materialelor de pe versant este accelerarea alterării pe pantele abrupte, unde expunerea față de meteorizare e mare și acumularea temporară a alterărilor pe pantele joase. Aceasta duce la reducerea înclinării versantului. Chiar cînd nivelul de bază al denudării coboară, versantul nu devine obișnuit mai abrupt decît este

la începutul etapei, deoarece se accelerează concomitent și mișcarea de evacuare pe pantă. Deci, tendința spre netezire și spre reducere a pantelor este o lege absolut generală a evoluției versanților. Formele pe care le îmbracă versantul în procesul general evolutiv, spre nivelare, sînt însă diferențiate și uneori concepute diferit.

H. EVOLUȚIA GENERALĂ A VERSANȚILOR

Noțiunea de versant include, teoretic, orice pantă înclinată, deci între 1° și 90°. Obișnuit însă, se numesc versanți numai acele suprafețe unde media pantelor depășește minimum 2—3° ; se exclud, astfel, cîmpiile și luncile, a căror văi pot avea totuși maluri de pînă la 90°. Uneori sînt excluse și interfluviile netede ale platourilor sau masivelor.

Prin evoluția generală se înțelege : apariția versanților, dezvoltarea lor ascendentă și descendentă, precum și formele specifice lor, rezultate pe parcursul acestei dezvoltări.

1) *Geneza versanților* rezidă în mișcările de ridicare ale unor porțiuni din scoarță, precum și în procesul de adîncire al rîurilor. De exemplu, ridicarea Carpaților Meridionali a impus apariția unui versant sudic (spre Cîmpia Română) și unul nordic (spre Podișul Transilvaniei) ; adîncirea, precum și îndesirea continuă a generațiilor de văi, în interiorul aceluiași lanț muntos, au dus la multiplicarea enormă a pantelor, transformîndu-i, în fapt, într-o regiune de versanți.

2) *Forma versanților* este foarte variată și schimbătoare în susul pantei. Pe anumite regiuni, sau fîșii, se observă totuși o repetabilitate a înclinărilor medii, în funcție de care ei sînt împărțiți în trei categorii : abrupți, moderați, lini. O altă tipizare se face după forma liniei de profil : concavi, convexi, rectilini și complecși. Aceștia din urmă prezintă rupturi de pantă sau linii de inflexiune, pe locurile unde se unesc două din tipurile anterioare. În geomorfologie, se folosește și o clasificare oarecum evolutivă : versanți tineri, maturi și bătrîni, sau mai simplificată : versanți abrupți (fără pături de alterări) și versanți în echilibru dinamic (cu pătură de alterări).

Cauza care face ca un versant să îmbrace o formă sau alta este intensitatea variabilă a eroziunii, privită pe unitate de timp, și care este în funcție de : mișcările scoarței, rocă, climă, vegetație și stadiu de evoluție. Aspectul de bază rămîne evoluția în timp, care este legată, în primul rînd, de ritmul adîncirii văilor (și respectiv al înălțării scoarței), sau de stagnarea acesteia pe perioade diferite. Odată cu adîncirea unei văi, versantul se naște și crește, dezvoltîndu-se ascendent și îmbrăcînd

formă rectilină, convexă sau complexă. Cînd adîncirea stagnează, pantele încep să se reducă, pornind de la nivelul rîurilor, dezvoltîndu-se descendent, pînă la nivelare.

3) *Evoluția ascendentă (versanții rectilinii și convecși).* Evoluția ascendentă rezultă dintr-o adîncire a rîurilor, care este egală sau depășește eroziunea de versant într-o aceiași unitate de timp. Dacă adîncirea văii și evacuarea de pe versant sînt egale, panta va crește sub formă rectilină (fig. 54, *A*) ; înclinarea sa este în funcție de rocă (fig. 54, *B*). Dacă adîncirea văii crește, în raport cu erodarea versantului, la bază vor apărea pante tot mai înclinate, iar pe ansamblu el va deveni convex (fig. 55). Situația este similară și în cazul unui versant ce se limitează cu o cîmpie și care crește direct prin înălțări tectonice. Versanții rectilinii sau convecși pot apărea și din cauza deplasării laterale a văilor, mai ales acolo unde bucla meandrului se apropie de mal ; în acest caz ei nu reprezintă însă fîșii uniforme continui, ci sînt izolați.

Altitudinile relative se măresc continuu, văile sînt în formă de V, iar în apropiere de talveg ele se îngustează tot mai mult față de stadiile anterioare ; tot la bază are loc și cea mai intensă evacuare de versant, caracteristice fiind deplasările rapide ale materialelor. Creșterea pantei are însă o limită maximă, care este diferită pentru fiecare rocă și care nu poate fi depășită. Însăși creșterea altitudinilor relative și absolute are anumite limite maxime, datorită multiplicării concomitente a rețelei de văi, care îndesește într-atît versanții încît ei încep să se întretaie, la partea superioară, dînd nivele de creste, ce se mențin, în continuare, la o aceeași altitudine.

4) *Evoluția descendentă (versanții concavi)* se impune atunci cînd adîncirea eroziunii, pe văi, este în descreștere continuă (fig. 56, *A*) sau a stagnat (fig. 56, *B*). Eroziunea de pe versanți devine tot mai rapidă, în raport cu cea a rîurilor și determină retragerea laterală a acestora.

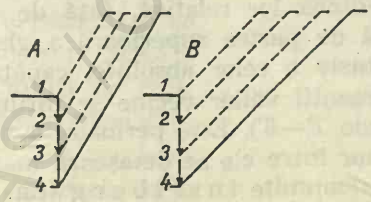


Fig. 54 — Versant rectilin.

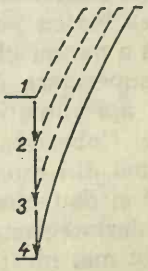


Fig. 55—Versant convex.

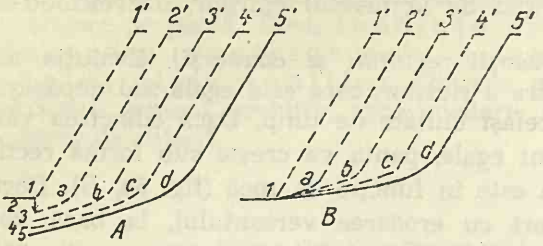


Fig. 56 — Versant concav: *A* — micşorarea vitezei de adîncire a văii; *B* — oprirea totală a adîncirii.

Retragerea se face aproape paralel cu ei înşişi, generînd la bază o pantă nouă (2-a, 3-b etc., pe fig. 56). Această nouă parte a versantului are caractere fundamental diferite faţă de cea de deasupra : înclinarea este mult mai redusă ; pe ea se instalează o pătură de alterări, alimentată continuu cu dezagregări de pe versantul abrupt ; mişcarea materialelor se face lent şi numai în stare „prelucrată". Este un versant a cărei evoluţie viitoare are loc sub forma unui echilibru dinamic, în sensul că punctele sale evoluează solidar, ca un flux lent dar continuu de particule tot mai mici ce se nasc şi merg spre avale. Roca în loc nu mai este roasă decît extrem de încet şi numai prin intermediul şi filtrul păturii de alterări. Această nouă pantă a fost numită de W. Penck „versant cu mişcare dispersă", de către alţii (W. Davis şi H. Baulig) „versant în echilibru" sau de maturitate, dar, de cele mai multe ori, este denumită glacis sau pediment (cînd este mai puţin înclinat şi mai extins). Contactul său cu abruptul se face, foarte rar, în unghi (denumit knik) şi cel mai adesea printr-o ruptură de pantă concavă, formă care se imprimă întregului versant.

Versanţii de tip concav sînt cei care domină la suprafaţa Pămîntului, datorită faptului că eroziunea în adîncime este limitată (de nivelul de bază), iar mişcările de înălţare de asemenea se sting cu timpul. Prin extinderea acestui tip de versant se produce nivelarea zonelor înalte, nivelarea versanţilor înşişi. Procesul de nivelare îmbracă două aspecte : reducerea aproape totală a suprafeţelor cu pante abrupte şi înlocuirea lor cu pante de tip pediment şi, în al doilea rînd, micşorarea continuă a pantei glacisurilor. Abrupturile se restrîng prin retragere către părţile superioare (fig. 57, *a*) ; altitudinea lor relativă, faţă de văi, se menţine aproximativ aceiaşi, dar faţă de partea superioară a glacisului ea scade. Coborîrea altitudinilor, inclusiv a celor absolute, capătă viteză maximă din momentul în care versanţii văilor vecine se întîlnesc pe cumpănă şi dau creste (fig. 57, punctele 7'—8'). Este perioada cînd cumpăna se dezintegrează, apar înşeuări, iar între ele se detaşează masive ce capătă tot mai mult formă de insule, denumite inselberg (fig. 57, *b*). Unele din aceste resturi muntoase se pot axa pe rocile cele mai dure. dar cea mai mare parte a lor rezultă din procesul evolutiv indicat mai sus ; conturul lor şi înclinarea pantelor sînt dependente, mai mult, de

natura rocii. Datorită dezvoltării inegale a glacisurilor, în avansarea lor spre cumpănă, aceasta din urmă va suferi deplasări, adesea pe distanţe foarte mari (fig. 58) ; poziţia rocilor mai dure, faţă de nivelul dezvoltării glacisurilor, impunea adesea noile cumpene. Dacă glacisul se extinde nu între două văi, ci la marginea unui podiş, atunci panta urcă pînă la nivelul acestuia (fig. 59). În general, se poate spune că abruptul versantului evoluează avînd ca bază de eroziune partea superioară a glacisului care urcă încontinuu, urmînd ca o umbră retragerea acestuia.

Al doilea aspect al nivelării priveşte însăşi dezvoltarea glacisului, respectiv extinderea şi reducerea pantei sale. In prima fază, glacisul este foarte restrîns şi cu panta mare ; aceasta depinde totuşi de rocă. Acolo unde materialele, căzute de pe abrupt, au dimensiuni mari, înclinările au pînă la 30—40° ; este cazul pantelor cu grohotiş, mai

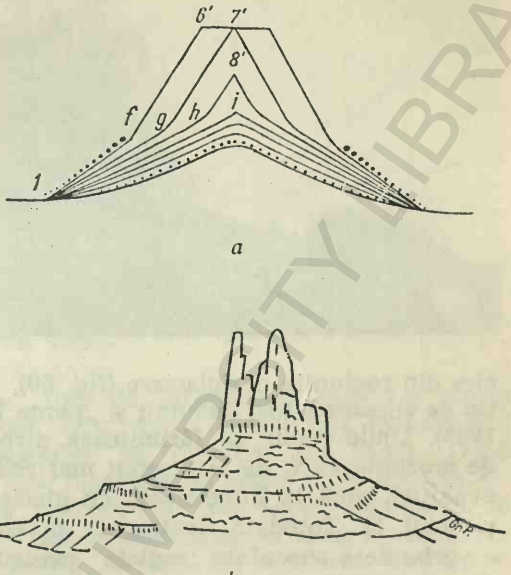


Fig. 57 — a — Extinderea glacisului şi reducerea abrupturilor; b—pediment (schiţă după fotografie).

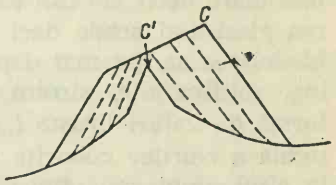


Fig. 58 — Mutarea cumpenei (din *C* în *C'*).

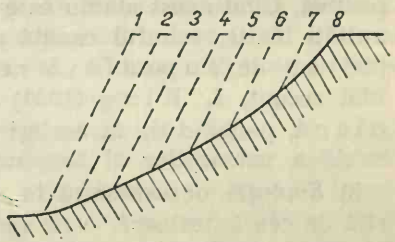


Fig. 59 — Dezvoltarea glacisului la marginea unui podiş.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

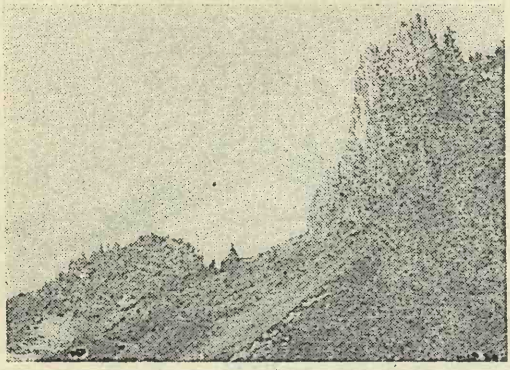


Fig. 60 — Glacis rectilin la intrarea în Cheile Bicazului (foto, Gr. Posea).

ales din regiunile periglaciare (fig. 60), care au și o formă rectilină. Acest tip de versant a fost denumit și „panta Richter" (J. Bakker; P. Birot, 1965). Unde rocile se fărîmițează direct în elemente mici, panta bazei de eroziune va fi de la început mai redusă. Noua pantă urcă, în procesul evoluției, pînă la întretăierea cu glacisurile versantului opus (v. fig. 57, punctul 1). Totodată, înclinarea sa coboară deosebit de lent, deoarece e vorba de o suprafață „reglată" pentru transportul sfărîmăturilor provenite de pe abrupt. Cu reducerea abruptului scade însăși volumul sfărîmăturilor. În plus, la partea inferioară a glacisului materialele ajung deosebit de reduse ca granulometrie, necesitînd o pantă de deplasare tot mai mică. Principiul este acela ca fiecare segment să aibă o înclinare mai mare decît cel din avale și mai mică decît cel din amunte ; înclinarea glacisului scade deci spre talveg și crește progresiv spre cumpănă. Modelarea sa, pe mai departe, se face prin următoarele procese : creeping, solifluxiune, șiroire în pînze subțiri („scheet-wasch"), pînze sub formă de valuri bruște („scheet-flood", sau „seil" la arabi), eroziune laterală a rîurilor coborîte din munte și eroziunea chimică. De la un loc la altul, unul sau cîteva din aceste procese pot domina.

Scăderea pantei pedimentului are o limită inferioară, ce coincide cu încetarea posibilității de deplasare a sfărîmăturilor ; aceasta variază după procesele dominante, indicate mai sus, existente în zona respectivă. Cînd acest stadiu este atins, pe cea mai mare parte a unor foste unități înalte, relieful capătă aspect de peneplenă (aproape — cîmpie) sau de suprafață reziduală finală (W. Penck, 1924). Mai recent, L. King (1951) denumește o astfel de suprafață pediplenă, pornind de la același concept al lui W. Penck, retragerea paralelă a versanților și formarea de pedimente.

5) *Evoluția descendentă în concepția Davis-Baulig* este oarecum diferită de cea anterioară, care aparține, în esență, lui W. Penck. Ei admit că, odată ce adîncirea văilor a încetat (a atins profilul de echilibru), versanții își reduc înclinarea pantei nu numai la partea inferioară ci mai

ales în părţile dinspre cumpănă (fig. 61). Nivelarea se face, deci, de sus în jos şi nu pornind de jos în sus ca la W. Penck. De remarcat că nici W. Penck nu exclude nivelarea şi mai ales rotunjirea vîrfurilor, dar acestea, odată îmbrăcate în alterări, evoluează mult mai încet decît abruptul dezgolit. H. Baulig (1950) pune însă accent pe vegetaţie, arătînd că ea fixează chiar sfărîmăturile mari, făcînd ca pătura de alterări, în acest stadiu, să îmbrace întregul versant. El va căpăta o formă convexă, la partea superioară şi concavă la cea inferioară ; între cele două secţiuni se plasează o „fîşie de inflexiune" care are aspect rectiliniu şi care poate coborî, sau urca, după intensitatea momentană a ploilor şi în general a proceselor de coborîre pe pantă. După H. Baulig (1950), convexitatea este modelată de creep şi de şiroirea difuză, iar concavitatea de şiroirea concentrată ; pe total acţionează şi eroziunea chimică. Evoluţia, spre teşirea continuă, se face în echilibru dinamic, adică prin intermediul acelui tampon, în continuă distrugere şi regenerare, compus din pătura de alterări şi din vegetaţie (fig. 28). Acest tip de versant este dominant în regiunile cu vegetaţie densă de pădure şi subpădure. Faptul pare cu atît mai dovedit cu cît, şi în aceste locuri, atunci cînd echilibrul s-a rupt, prin reducerea vegetaţiei, au apărut pante de tip glacis la baza abrupturilor ; este cazul regiunilor temperate afectate de periglaciar.

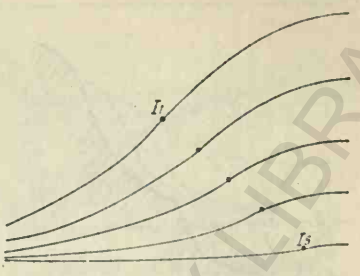


Fig. 61 — Evoluţia unui versant acoperit cu pătură de alterare şi vegetaţie (după H. Baulig) (I_1—I_5 — puncte de inflexiune).

O deosebire în plus, faţă de concepţia lui W. Penck, este şi aceea că Davis nu analizează decît evoluţia descendentă. Ori, o astfel de dezvoltare este obligatoriu precedată de una ascendentă, chiar dacă urmele ei, pe teritoriul respectiv, au dispărut.

6) *Evoluţia complexă (sisteme de forme)* rezultă din combinarea variată, în timp, a formelor ascendente şi descendente. Aceasta, este, de fapt, dezvoltarea reală în natură. Amprentele sale nu se observă totdeauna deoarece formele ultimelor stadii distrug pe cele anterioare. Eroziunea în adîncime este variabilă în timp. O etapă accelerată poate fi urmată, după un timp, de o reducere progresivă a eroziunii pînă la stagnare. Mişcările scoarţei, de asemenea, au ritmuri diferite, inclusiv coborîri ce duc la „ridicări" ale bazei de eroziune.

Fiecare din aceste variate ritmuri creează un anumit raport, sau echilibru, între eroziunea de vale şi cea de versant, raport ce se materializează prin apariţia, la baza versanţilor, a unor pante cu înclinări corespunzătoare. De exemplu, după o adîncire accelerată, ce naşte versanţi convecşi, urmează o alta încetinită ce va dezvolta concavităţi ; între cele două porţiuni, care se sudează în procesul evoluţiei, apare o *ruptură de*

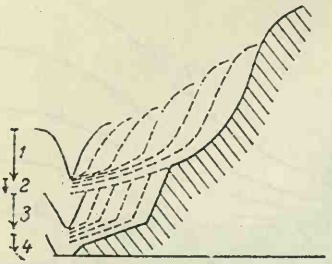


Fig. 62—Formarea diferitelor sisteme de pante pornind de la talveg:

1 — adîncire accelerată; *2* — adîncire redusă aproape complet; *3* — adîncire uniformă; *4* — adîncire redusă (toate în aceeași unitate de timp).

pantă (fig. 62). O nouă accelerare a adîncirii duce la o nouă ruptură de pantă (fig. 62, punctul *3*). Aceasta din urmă rupe legătura formelor situate deasupra sa cu baza principală de eroziune. Ele vor evolua, în continuare, independent de aceasta, dar dependent de ruptura de pantă imediată, care devine astfel noua sa bază de eroziune. Aceste fîșii, cu înclinări medii uniforme, formate dintr-o ruptură de pantă și o treaptă mai netedă, au fost denumite, de W. Penck (1924) *sisteme de forme* de versant. Ele se nasc la baza versantului, unde capătă înclinări ce reflectă raportul, de atunci, dintre eroziunea în adîncime și cea de versant. Odată apărute, se retrag lateral și în susul versantului, dispunîndu-se unele peste altele și creînd un *relief etajat*. Sistemul inferior cîștigă teren în domeniul celui superior și este distrus continuu de cel care îi urmează (fig. 62) ; sistemele, astfel deplasate, devin independente față de baza generală de eroziune. În felul acesta, există posibilitatea ca la nivelul unui talveg, care a reînceput o adîncire accelerată, să se nască noi versanți convecși (evoluția ascendentă), în timp ce la partea superioară a masivului să se extindă tot mai mult versanți concavi (evoluție descendentă). Această observație a lui W. Penck explică posibilitatea efectuării unor nivelări chiar în condițiile în care unitatea respectivă nu a încetat înălțarea. Nivelările nu duc însă la suprafețe reziduale finale, ci numai la unele parțiale, care au fost denumite *suprafețe piemontane*. În concepția davisiană, o asemenea explicare nu a fost posibilă.

Analiza înclinării diferitelor sisteme de trepte indică raporturile dintre eroziunea în adîncime și cea de versant, în momentul apariției lor. Faptul trebuie luat însă numai ca principiu, căci generalizările, sub aspect cauzal, conduc la concluzii eronate. Aceasta, deoarece în procesul retragerii treptelor au loc o serie de modificări impuse de condițiile locale. Astfel, pantele unui sistem se pot modifica în funcție de rezistența rocilor întîlnite la diferite nivele. Alteori intervin rupturi de pantă locale, date de strate foarte dure. Se poate schimba însăși sistemul morfoclimatic, care face ca noi procese de versant să devină dominante. De aceea, pentru descifrarea evoluției unei regiuni și a cauzelor ce au impus-o, sînt necesare cercetări locale și nu concluzii rezultate din generalizări.

În analiza stadiilor de dezvoltare a versanților intervine și o altă complicație, generată de faptul că sistemele superioare pot atinge, în retragerea lor, cumpăna ; aici, ele dispar și sînt înlocuite continuu de altele mai noi. Dezvoltarea fiind inegală, unele rupturi de pantă sînt „înghițite" de sistemul inferior înainte de atingerea cumpenei ; de asemenea, pe unele porțiuni ale aceluiași masiv, pot să se repartizeze și chiar să

domine trepte mai vechi, iar în alte porțiuni treptele mai noi. Pentru depistarea stadiilor mai vechi, dispărute ca trepte, cît și pentru analiza celor actuale, se recomandă studiul sedimentelor corelate, depuse la poala masivului, ca și pantele reliefului fosilizat de ele.

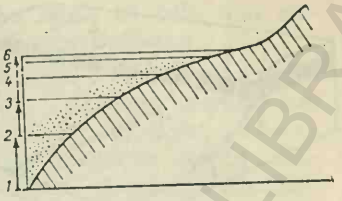


Fig. 63 — Ridicarea bazei de eroziune.

Există și posibilitatea ridicării bazei generale de eroziune, fie ca urmare a coborîrilor scoarței, fie datorită eustatismului pozitiv. În astfel de situații, se pot forma, cel puțin în prima fază, versanți convecși, deși este vorba de o evoluție descendentă. Ridicările prime, ale bazei, au amplitudini mai mari, deoarece spațiul invadat este îngust, reprezentînd partea joasă a văilor (fig. 63). În continuare, amplitudinea scade din cauza lărgirii continue a spațiului de umplere, iar versanții reculează tot mai mult. Procesul transgresiunilor este în general foarte lent, de aceea fosilizarea nu se face direct asupra sistemului vechi al pantelor, ci, de obicei, după o prealabilă modelare a bazei versantului. Sub acest aspect, relieful înhumat nu este totdeauna un relief moștenit de la etapa anterioară fosilizării, ci un relief care, cel puțin în parte, a înregistrat și modificări impuse de ritmul ridicării bazei de eroziune.

7) *Suprafața reziduală finală este o peneplenă sau o pediplenă ?* Aceasta, este încă una din cele mai discutate probleme generale ale geomorfologiei. Ca noțiune, peneplena are întîietate, fiind prima fondată și documentată de W. Davis, iar în ultimul timp „apărată" de H. Baulig (1950). Această „aproape-cîmpie" rezultă din micșorarea continuă și tot mai lentă a versanților, de sus în jos, pe un întreg teritoriu ce ține de același nivel de bază și în condițiile unei lungi perioade de stabilitate tectonică (v. fig. 61). La finele ciclului, ea se prezintă larg ondulată și cu o serie de „martori de eroziune" (monadnokuri) mai înălțați, care se axează pe rocile cele mai dure. Pediplena, în schimb, se realizează treptat, prin așa-zisul proces de pedimentare, pornind de la baza fiecărui versant ce se retrage paralel cu el însuși (v. fig. 57 și 58). Pedimentele se substituie unele pe altele (cele joase pe cele mai înalte) și se unesc continuu unele cu altele, așa fel că, în final, creează o vastă pediplenă. Ea este mult mai netedă decît peneplena și prezintă o serie de martori (inselberguri), ce țîșnesc brusc peste suprafețele bine nivelate. Inselbergurile nu se axează neapărat pe rocile dure, iar versanții lor au, aproximativ, înclinarea inițială a versanților masivului. Și pediplena, ca suprafață finală, are nevoie, pentru a se perfecta, de stabilitatea tectonică.

Procesul de naștere al pediplenelor a fost analizat de W. Penck (1924) și reluat mai recent de L. King (1951, 1953). Acesta din urmă încearcă să introducă unele aspecte noi în dezvoltarea versanților spre pediplenă,

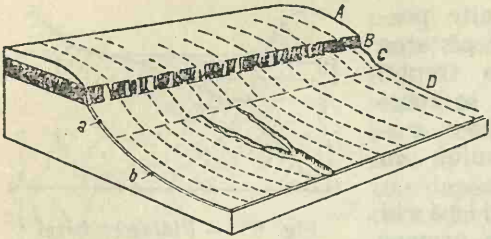


Fig. 64 — Elementele versantului; după L. V. King:

A — waxig slope (pantă crescîndă); *B* — face free (abrupt); *C* — debris slope (taluz); *D* — waning slope (pantă descrescîndă); *a* — darîmături; *b* — sol. În față, o ravenă („danga") rezultînd din eroziunea accelerată.

pornind de la o unitate cu structură tabulară și cu un strat dur (fig. 64). El deosebește patru elemente de versant : abruptul (pe roca dură), panta crescîndă sau convexă (A) situată deasupra taluzul cu sfărîmături *(C)* și panta descrescîndă sau concavă *(D)*, care formează în fapt pedimentul. Ca și Penck, el admite că abruptul și taluzul de sfărîmături (*B* și *C*) se retrag menținîndu-și panta. Jos, se extinde pedimentul, pînă la vaste pediplene. Studiind Africa de Sud, King ajunge la concluzia că evoluția ei morfologică a trecut prin mai multe etape de vaste pediplenări, fiecare ciclu fiind dezlănțuit de o accentuare a flexurii marginale a continentului, respectiv de o ridicare. Nivelarea se face, deci, prin retragerea abrupturilor paralel cu ei înșiși și nu prin lărgirea văilor (ca la Davis), iar perfectarea în continuare a nivelării are loc prin șiroirea în pînze subțiri (sheet-wash).

L. King (1953) încearcă să extindă concluziile sale, din Africa de Sud, la evoluția întregii scoarțe, formulînd chiar un număr de 50 legi sau „canoane". Ca idee generală, pedimentul este forma fundamentală spre care tind reliefurile subaeriene în toată lumea (canon 19) și el se realizează în modul cel mai perfect sub climatul semi-arid. Chiar suprafețele din alte zone climatice sînt fie pediplene vechi, fie pedimente subaride degradate, fie cel mult „forme omologe", de climat umed sau arid, diferite numai prin gradul redus de extindere și nivelare.

H. Baulig, punînd problema unei evoluții proprii a versanților bine acoperiți de vegetație, arată și posibilitatea formării de peneplene în conceptul davisian. El și King, admit că pediplenarea a dominat Africa de Sud datorită stabilității sale tectonice îndelungate și a climatului specific ; este posibil chiar, ca acest proces să fi predominat, peste aproape tot uscatul, înainte de mijlocul terțiarului. Vegetația terestră superioară n-a apărut decît în paleozoicul mediu, dominînd pînă atunci deșerturile biologice și nu obligatoriu cele climatice ; vegetația densă de subpădure și mai ales ierburile, care constituie un covor continuu, nu s-au difuzat larg decît la mijlocul terțiarului. Numai acum se formează din plin, în climatul temperat umed, condițiile biologice ale peneplenării (H. Baulig, 1956). Dar, în această perioadă, scurtă de altfel, nu se cunosc suprafețe de nivelare extinse, ci numai nivelări regionale și mai ales în roci moi. Motivul constă în mersul deosebit de lent al eroziunii

de versant în climatele temperat-umede. Se pare deci, că cele mai extinse peneplene de pe glob sau format totuşi prin pediplenare.

8) *Tipurile mari regionale de nivelări* sînt în directă legătură cu gradul de mobilitate al scoarţei terestre. Se pot deosebi, sub acest aspect, trei categorii principale : regiuni de mare stabilitate sau platforme ; masive rigide dar relativ mobile pe verticală şi munţi ai cutărilor tinere. Primele se caracterizează prin pediplene sau pedimente şi munţii insulari, secunzii prin masive boltite înconjurate de trepte piemontane şi ultimii prin nivele de creste şi alte forme ale dezvoltării ascendente intense.

Regiunile cu munţii insulari se dezvoltă pe platformele care au devenit rigide din paleozoic sau precambrian şi care au suferit unele boltiri lente, flexurări marginale sau chiar falieri. În ele domină evoluţia descendentă, văile nu se mai adîncesc, dar se lărgesc continuu prin pedimente, care reduc, în modul cel mai masiv, platoul. În partea inferioară se atinge o pantă minimă a evacuării, născîndu-se pediplena, în timp ce la izvoare cumpenele sînt dezintegrate prin înşeuări, detaşîndu-se inselberguri. În ultimă instanţă, ia naştere o suprafaţă reziduală finală, unde domină versanţi de înclinare minimă, peste care saltă, izolat, versanţi cu înclinări maxime. Acest tip se întîlneşte în Africa de Sud, în Kalahari etc.

Masivele cu trepte piemontane reprezintă porţiuni relativ rigide, care au suferit însă mişcări mai importante de ridicare, sub formă de basculă şi mai rar boltiri, iar bazele lor de eroziune s-au schimbat destul de des. Aşa sînt masivele mijlocii din Europa : Hartz, Pădurea Neagră ş.a. Aici se deosebesc două categorii de forme : complexele de vîrf şi complexele de vale. Primele se găsesc pe centrul masivului şi pe cumpenele principale şi se caracterizează prin pante line, văi extrem de largi şi mici, care adesea constituie izvoarele văilor tinere ale sistemului inferior. Complexul superior poate fi constituit din unul sau mai multe sisteme ; de exemplu, în Hartz, W. P e n c k indică urmele a trei suprafeţe vechi. Cea mai veche poate să fie fosta suprafaţă finală, reînălţată. De cele mai multe ori, în masiv, se deosebeşte o zonă centrală, ca rest al unor suprafeţe finale, şi o serie de suprafeţe piemontane care o înconjură dantelat. Acestea din urmă au apărut în condiţiile de creştere a masivului. Cînd adîncirea văilor atinge un maximum, complexele de vîrf pot fi reduse de avansarea treptelor inferioare, iar cumpenele de pe margine se fragmentează în vîrfuri izolate (un fel de inselberguri).

Complexul inferior este dominat de văi adînci şi înguste, cu rupturi de pantă în profil longitudinal ; în dreptul acestora, versanţii convecşi se apropie unul de altul. În amonte de fiecare ruptură urmează o vale mai largă, cu pantă mai mică şi cu versanţi concavi la partea inferioară şi convecşi spre cumpănă. De regulă, distanţele dintre rupturile de pantă devin tot mai scurte spre amonte, înclinarea talvegului tot mai mică, iar amplitudinea rupturilor mai redusă. Fiecare schimbare de pantă indică locul pînă unde a pătruns, din aval şi în mod regresiv, sistemul

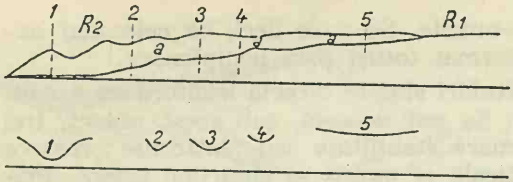


Fig. 65 — Profil de cumpănă (cu două suprafețe R_1 și R_2) și profil de vale: *a* — rupturi de pantă; *1* — *5* — profile transversale (după, W. Penck).

corespunzător de forme (W. P e n c k) (fig. 65). Valea este o îmbinare de vîrste și mai ales de serii diferite de eroziune, ce au pornit în timpi diferiți de jos, dar odată apărute evoluează concomitent și aproape independent.

Munții tineri, de tipul Alpilor, au versanți foarte înalți și cu pante mari ; domină evoluția ascendentă dar nu lipsește nici cea descendentă. Mărimea pantelor și enorma lor multiplicare sînt impuse de mobilitatea acestor regiuni, de înălțările lor sub forma așa-ziselor „cute mari" (W. P e n c k). Ca sisteme de vîrf se întîlnesc : suprafețe și nivele de creste, precum și suprafețe și trepte de tip piemontan care sînt ceva mai rare ; suprafețele reziduale finale reprezintă o excepție și apar în petice restrînse numai pe nucleele hercinice reluate în cutările alpine, deci ca o moștenire. Ultimele se întîlnesc, de exemplu, în Carpați. Raporturile dintre suprafețe, ca și raporturile acestora cu sedimentele corelate au fost deformate sau chiar distruse de mișcări și de eroziunea rapidă. Între trepte există rupturi de pantă, ce se deplasează regresiv, lăsînd în urmă înclinări relativ line. Părțile cele mai superioare apar adesea ca nivele de vîrfuri și creste înalte, acesta fiind rezultatul unei fragmentări maxime, prin îndesirea rețelei de văi. Formarea sa este o problemă de eroziune și dezvoltare a versanților (W. P e n c k).

Văile sînt înguste, cu versanți convecși în partea de jos, cu rupturi de pantă ce regresează, cu concavități și lărgiri relative situate în susul unora din rupturi. Petrografia și structura se impun foarte mult în dezvoltarea pantelor de amănunt, inclusiv a rupturilor de pantă. Multe dintre acestea din urmă reprezintă însă stadii ale dezvoltării în trepte.

Înălțările cu caracter de cute mari sînt subdivizate în ghirlande izolate, sau grupate, de tip anticlinal (ce formează aliniamente de creste) și zone cu caracter depresionar (ce se înalță mai încet). Acestea din urmă pot funcționa, cel puțin un timp, ca baze de eroziune, în care se acumulează chiar sedimente corelate. Depresiunile, longitudinale de obicei, diversifică și mai mult tipul și numărul treptelor și al sistemelor de forme. În plus, cutele mari cresc, în procesul dezvoltării lor, atît în lungime cît și în lățime. Se remarcă adăugirea tîrzie a unor zone de tip subcarpatic sau subalpin, care au funcționat mult timp ca baze de eroziune pentru sistemele de forme din partea înaltă a muntelui.

Capitolul V

RELIEFUL CREAT DE APELE CURGĂTOARE

Apa constituie un agent extern cu o energie inepuizabilă, datorită circuitului continuu ce îl execută la suprafaţa Globului. Se evaporă de pe oceane, mări şi chiar de pe continente, cade sub formă de ploaie sau zăpadă şi apoi se scurge, lent sau mai rapid, din nou către ocean. În această ultimă parte a circuitului, cînd cade pe uscat şi se scurge spre mare, apa execută una dintre cele mai importante acţiuni în ceea ce priveşte modelarea reliefului. Ea poate avea intervenţie cu caracter relativ pasiv, atunci cînd, pătrunzînd în interiorul scoarţei de alterare sau al rocilor, ajută procesul de alterare sau pe cel de autodeplasare a materialelor de pantă (procese tratate în capitolele anterioare). Apa însă, acţionează şi în mod direct, după legi proprii fizico-geografice (nu numai fizice sau chimice), în special atunci cînd curge la suprafaţa scoarţei.

Prin „ape curgătoare" se înţelege, obişnuit, orice organism hidrologic, indiferent de mărimea lui, care se realizează printr-o scurgere unitară, concentrată pe o fîşie îngustă de teren, denumită talveg, albie, vale. Apele curgătoare pot fi permanente (pîraie, rîuri, fluvii), semipermanente (pîraie, ueduri) şi temporare (şiroaie, torenţi, ueduri). În geomorfologie se întrebuinţează adesea denumirea de organism fluviatil pentru toate formele indicate mai sus, iar acţiunea lor este generalizată prin expresia „eroziune fluviatilă" (indiferent că e vorba de eroziune propriu-zisă, sau de transport şi acumulare).

Probleme de principiu. Apa curgătoare este un agent principal al modelării reliefului, mai ales prin aceea că transportă spre ocean materialul erodat de pe uscat de către aproape toţi ceilalţi agenţi şi procese geomorfologice. De aceea, în multe tratate de geomorfologie, şi mai ales în geomorfologia clasică, acţiunea de modelare a apelor curgătoare

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

este cunoscută sub numele de „eroziune normală". Inițial a fost denumită astfel deoarece s-a considerat că eroziunea apelor curgătoare este factorul esențial al modelării reliefului, pe cînd celelalte procese sînt accidentale. În plus, acest proces, fiind foarte extins în zonele cele mai populate ale Globului, a putut fi studiat mai bine. La aceasta s-a adăugat și existența unor urme de văi vechi, observate în deșerturi și în zonele cu ghețari, după care s-a formulat ideea că și în aceste regiuni formele impuse de climatele actuale (deșertic și rece) s-au grefat pe o „morfologie normală" preexistentă (exemplu, Emm. de Martonne, 1948, pag. 554).

În prezent, noțiunea de eroziune normală este numită și „davisiană", deoarece W. M. Davis a fost acela care a încetățenit-o, prin formularea anumitor legi evolutive asupra reliefului, în care apele curgătoare sînt puse pe prim plan. Cum aceste legi s-au dovedit a nu fi întrutotul conforme cu realitatea, termenul de „davisian" și chiar cel de „eroziune normală" au căpătat, cu timpul, sensul de ceva „clasic depășit". Cu toate acestea, unii autori mențin denumirea de eroziune zisă „normală" prin care înțeleg o topografie cu următoarele caractere: exoreism (adică apele se varsă către mare), cuvertură de sol sau de sfărîmături continuă și vegetație aproape continuă (M. Derruau). Alții, întrebuințează termenul de eroziune normală în opoziție cu alte tipuri de eroziuni zise speciale cum ar fi cea a gheții, vîntului etc.; separarea celor două noțiuni se bazează pe aprecierea că apele curgătoare pot acționa și singure, pe cînd celelalte numai în complex (exemplu C. A. Cotton). În orice caz, ideea că eroziunea apelor curgătoare este „normală", iar celelalte eroziuni sînt accidentale sau anormale este azi cu totul depășită; fiecare tip principal de eroziune este normal, pentru o anumită regiune, cu un anumit climat etc.

În regiunile temperate, apa curgătoare constituie agentul principal și conducător al evoluției morfologice de suprafață, deoarece — existînd o pătură continuă de sol și vegetație care protejează rocile — numai firul văilor, pe care se scurge necontenit apa, rămîne dezvelit. Pe acest fir eroziunea este mai puternică. În plus, tot apa este aceea care execută transportul celorlalte sfărîmături rezultate prin alte procese.

Acțiunea sa nu poate fi însă localizată la anumite regiuni ale Globului (ca de altfel și acțiunea celorlalți agenți); ape curgătoare se găsesc în zonele temperate, periglaciare, mediterane, ecuatoriale și chiar, în mod periodic, și peste regiunile cu ghețari (vara) și peste deșerturi (epizodic). Dar acțiunea apei curgătoare are, după cum vom vedea, caractere specifice în funcție de regimul hidrologic luat în sensul cel mai general; or, acesta este strîns legat de regimul climatic. Ca urmare, modelarea reliefului, de către apele curgătoare, diferă de la o zonă la alta. Forma de eroziune specifică acestui agent este aceea de vale (și de interfluviu) care la rîndul său caracterizează, înainte de toate, zonele temperate. Nu e vorba deci de faptul că apele curgătoare nu ar acționa și în alte zone (ba uneori chiar mai intens decît în zona temperată — dar

nu mai intens decît alţi agenţi din aceeşi zonă climatică), ci de faptul că ele conduc, în mod cu totul caracteristic, evoluţia reliefului în zona temperată şi în general în zonele umede, unde dau formelor amprenta de bază.

A. ŞIROIREA

După cum s-a arătat, scurgerea apei la suprafaţa uscatului poate să fie temporară sau permanentă. Scurgerile temporare îmbracă forma de pînze (sheet-wasch) sau scurgere difuză, pînă la scurgeri dintre cele mai concentrate — torenţi. Între aceste două categorii extreme (pînze şi torenţi) se intercalează forme de tranziţie, cunoscute în limbajul nostru sub numele de ş i r o a i e, alteori de scurgere „concentrată" (în franceză — ruissellement). Şiroirea se poate face sub forma unor multiple firicele de apă, a unor şuviţe sau curenţi, cei mai puternici fiind denumiţi şi ş u v o a i e. Aceştia derivă totdeauna dintr-o scurgere în pînză care se canalizează pe locuri mai joase ale terenului. Aspectul cel mai important al acestor concentrări este trecerea de la acţiunea de spălare sau eroziune areală, la cea lineară. În felul acesta, şiroirea creează forme de eroziune cu aspect alungit, începînd de la nişte şănţuleţe abia perceptibile şi instabile, pînă la escavaţiuni alungite pe sute de metri. În cele mai multe cazuri, asemenea forme iau naştere în pătura de alterări (mai ales în deluvii şi coluvii) sau în rocile moi ce apar la suprafaţă. Climatul constituie un factor de bază în răspîndirea şiroirii la suprafaţa uscatului. Cele mai predispuse sînt zonele cu două anotimpuri, cu averse scurte şi violente (climate semiumede sau semiaride). În regiunile temperate ele nu afectează decît porţiunile dezgolite de vegetaţie şi pe cele montane.

După permanenţa şi dimensiunile formelor create, şiroirea se subîmparte în două sau trei categorii : rigole, ravene şi ogaşe. Uneori, ultimele două tipuri sînt tratate împreună, după cum alteori sînt delimitate mai multe categorii de forme ; în fine, ravenele pot fi înlocuite cu rigolele. În natură există o tranziţie aproape de nedelimitat între aceste forme, unele dezvoltîndu-se din altele, dar existînd cazuri cînd formele mai mari, cum ar fi ogaşul, poate să apară deodată, în urma unei singure ploi.

1) *Rigola* (ravenare elementară sau r i l l-e r o s i o n) reprezintă forma elementară, cea mai simplă, la care dă naştere acţiunea de şiroire. Este un şănţuleţ adînc de cîţiva cm şi cu o lăţime ceva mai mare decît adîncimea. Specific este faptul că apar în grupuri, paralele unele cu altele şi totdeauna perpendiculare pe curbele de nivel. În general ele îşi schimbă poziţia de la o ploaie la alta sau chiar în cursul unei aceleiaşi ploi. În perioada uscată, majoritatea lor sînt astupate prin mişcarea

areală a materialelor, de obicei prin creeping sau chiar de către vegetație. Acolo unde terenurile sînt cultivate, astuparea se face cu ușurință o dată cu arătura. Unul din criteriile de separare a ringolelor, de forma imediat următoare — ravena —, este tocmai faptul că aceasta din urmă nu își pierde forma în urma arăturilor. Astuparea multor rigole se face și prin procesul de anastomozare ; spre sfîrșitul ploii, apa scade, ca debit, și depune praful cărat, chiar în corpul rigolei, astupînd-o.

Acțiunile principale din lungul lor sînt : eroziunea lineară, transportul cantităților de material erodat și depunerea lui în partea de jos a pantei. Luate individual, depunerile apar ca niște mici împrăștieri sau vărsături de materiale, răsfirate în avale de gura fiecărei rigole. Pe ansamblu însă, toate aceste materiale sînt reluate la fiecare ploaie, fie prin șiroire fie prin spălare în pînză, ajungînd la poala versantului sau în albia rîului. Șiroirea din rigole cară cu precădere materiale provenite din pătura de sol.

Deși instabile, în climatele semiumede sau semiuscate și pe anumite roci, rigolele sfîrșesc prin a se ierarhiza, debușînd unele către altele și dînd, în ultimă instanță, un canal mai stabil. Există deci două feluri de rigole — lineare și complexe sau înrămurate (fig. 66). Cele mai tipice rigole rămîn însă cele care evoluează repede, schimbîndu-și mereu poziția, și se întîlnesc pe argilele îmbibate cu săruri din regiunile semiaride.

2) *Ravena* (ravenarea instalată) este o rigolă mai dezvoltată, care a devenit stabilă și care se dezvoltă concomitent prin alungire spre amonte, spre aval și în adîncime. Are forma de V ascuțit, dar poate ajunge și la forma de U. Ea devine un factor esențial în erodarea solului, instalarea lor într-un număr mai mare constituind un semnal de alarmă pentru posibilitățile de intervenție în menținerea fertilității. Și ravenele sînt specifice climatelor cu două anotimpuri și regiunilor temperate dezgolite total sau parțial. Ele sînt de asemenea specifice bazine-

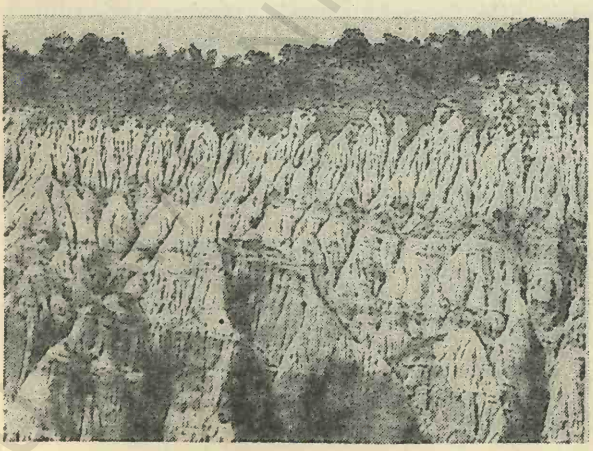


Fig. 66 — Rigole înrămurate la Rîpa Roșie (foto, I. Ilie).

telor superioare ale văilor, contribuind la ansamblul așa-numitei eroziuni de obîrșie. Pe solurile argiloase și mai ales pe argilele sărate ele se dezvoltă într-o mare densitate, cărărînd terenul la tot pasul și formînd acele pămînturi rele (bad-lands) sau „pămînturi lunare" cum au mai fost numite, relativ, impropriu (fig. 67).

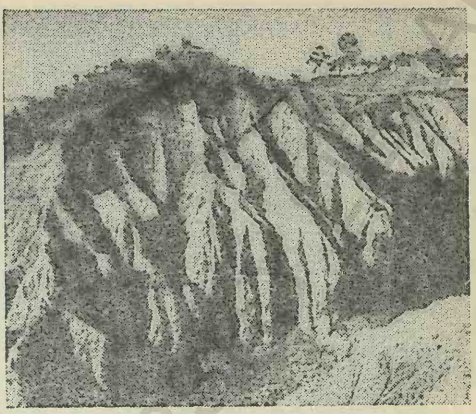


Fig. 67 — Ravene de tip bad-lands (foto C.P.C.S.).

Ravenele rămîn fixe datorită faptului că într-o unitate mai mare de timp, de exemplu un an, eroziunea în adîncime este mai mare decît deplasarea areală, care, astfel, nu ajunge să colmateze ravena. Dar, cu toată eroziunea lineară a ravenelor, adîncimea lor nu poate să crească prea mult deoarece, fiind prea dese, pereții lor se întîlnesc într-o creastă de tip interfluviu care se reduce, și ea, concomitent.

Și ravenele dau un fel de conuri de împrăștiere sau vărsături, spălabile, însă, aproape în întregime, la prima ploaie mai violentă.

3) *Ogașul* („gully" în engleză, „uvrag" în rusește) este un șanț foarte alungit, pe zeci și sute de metri (fig. 68, *a*). Adîncimea și lățimea, în cele mai multe cazuri, sînt reduse; rar trec de 1—2 m. De obicei, afectează pătura de alterări, fixîndu-și talvegul pe roca mai dură în loc. De exemplu, pe terase sau pe piemonturi adîncirea lor se oprește la nivelul stratului de pietriș. În loessuri sau formațiuni loessoide, ogașele se pot adînci pe toată grosimea acestora, pînă la primul sol fosil, sau pînă la primul strat impermeabil.

Cele mai tipice ogașe se întîlnesc în regiunile cu două anotimpuri și cu vegetație săracă. Aici ele au un profil transversal în V ascuțit, care poate evolua spre un profil în U, în funcție de stratul de rocă mai moale în care se dezvoltă la un moment dat. El are și un fel de con de dejecție, dar care nu crește prea mult, fiind continuu spălat în anotimpul umed. Acest ogaș poartă numele de gully. În stepele Ucrainei este tipic ogașul numit uvrag. Diferența, față de gully, constă mai ales în aceea că primul evoluează, cu timpul, către o formă stabilă de tip văiugă (balka), care pare a fi necunoscută în regiunile cu două anotimpuri.

În țara noastră se întîlnesc două tipuri care sînt mai apropiate de forma de uvrag: *ogașul prelung* și *ogașul răsfirat*. Mai specifici sînt cei alungiți. Ei se formează pe pantele uniforme și foarte prelungi, mai ales

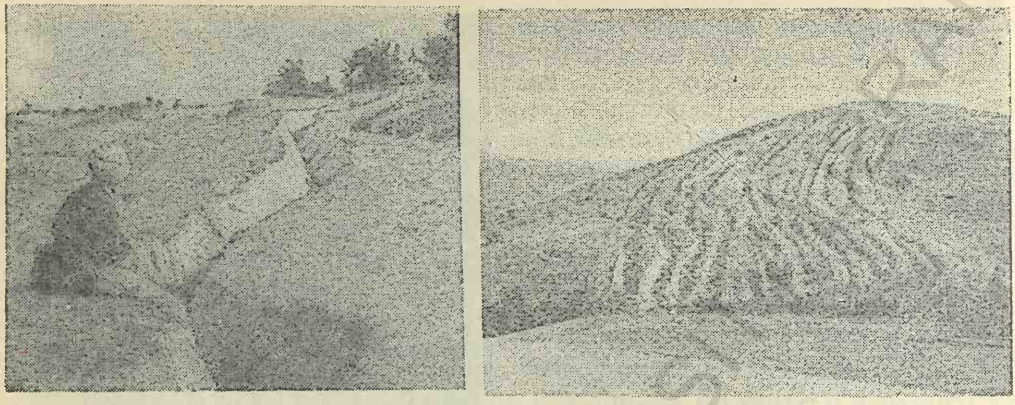


Fig. 68.

a — Ogaş în Piemontul Cărpiniş (foto, Gr Posea);
b — ogaşe instalate pe drumuri în Depresiunea Bozovici (foto, Gr. Posea).

pe piemonturile şi glacisurile îmbrăcate într-o pătură fină de alterări sau deluvii (fig. 68, *b*). Nu au con de dejecţie şi nici bazin de alimentare. Oricît ar fi de lungi nu dau ramificaţii ci, cel mult, unele meandrări (fig. 69). Lungimea lor atinge sute de metri, iar adîncimea rar trece de 2 m. Direcţia înaintării regresive şi-o precizează de la început pe distanţe foarte mari ; adîncirea şi lăţirea se fac ulterior şi destul de încet. Cu timpul, fundul lor se lăţeşte, meandrarea se accentuează, malurile se depărtează, iar apoi se teşesc (fig. 70). Evoluţia tinde către o văiugă foarte largă, care se înierbează şi în care se pot sesiza mici trepte de terasă. Ogaşul de tip răsfirat se dezvoltă pe pantele în trepte, mai ales pe terasele parazitate puternic. La trecerea de pe o terasă inferioară pe alta superioară, ogaşul se ramifică, dînd generaţii noi. În acest caz, ramura principală colectează o cantitate tot mai mare de apă, se adînceşte puternic şi devine cu timpul, un adevărat torent. Aceste ogaşe ramificate au conuri de dejecţie mai bine precizate (la noi în ţară au fost descrişi pe terasele din stînga Lăpuşului).

Tot în cadrul ogaşelor, pot fi incluse şi aşa-numitele r î p e. Sînt nişte escavaţiuni largi, cu pereţi abrupţi, dezvoltate în timpul ploilor, în malurile înalte formate din löessoide sau din alte materiale moi. Scurgerea de suprafaţă se concentrează, către aceste locuri, cade cu putere sub forma unor cascade, spală şi roade malul, provocînd surpări pe care apa le fărîmiţează şi le transportă cu repeziciune. Acestea sînt nişte hunii incipiente (vezi torenţii).

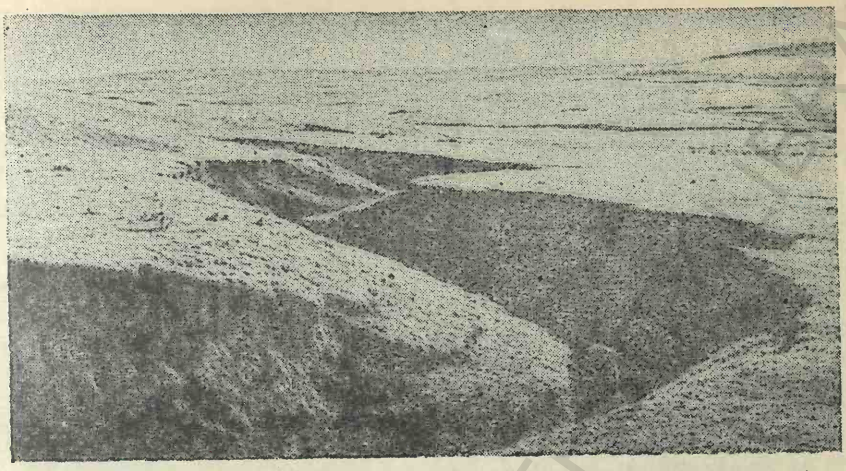


Fig. 69 — Ogaș meandrat în Depresiunea Vad-Oradea (foto, Gr. Posea).

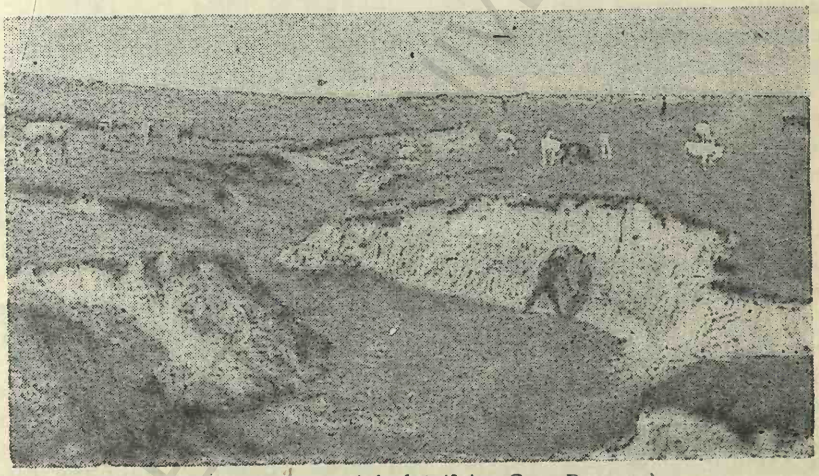


Fig. 70 — Ogaș cu fundul plat (foto, Gr. Posea).

B. TORENȚII (ACȚIUNE ȘI FORME)

1. PROBLEME GENERALE; ELEMENTE

Torentul este o însumare de șiroiri care au reușit să se concentreze sub forma unei mari cantități de apă, ce se scurge ca un singur curent. Din punct de vedere hidrologic, torentul este un curs de apă temporar, dirijat pe o pantă mare. Din punct de vedere geomorfologic, noțiunea

subînțelege nu apa, ci forma de relief rezultată. Spre a nu se produce confuzii, G. Vâlsan (1933, 1945) a propus, pentru forma de relief creată de un torent, denumirea de *organism torențial*. În limbajul curent însă, noțiunea de torent este întrebuințată atît pentru înțelesul hidrologic cît și pentru cel geomorfologic, deosebirea reieșind din sensul frazei.

Caracterul esențial, ce definește torentul, este *scurgerea temporară* și cu mare viteză. Ea rezultă din alimentarea ce se face numai din ploi sau topirea zăpezilor. Torentul nu are legătură cu pînza freatică, ce să-i furnizeze apă în mod continuu. Viteza mare de scurgere este imprimată de panta puternic înclinată pe care de obicei se formează torenții, dar și de necesitatea de a evacua o mare cantitate de apă într-un timp scurt. O asemenea evacuare, temporară și cu viteze mari, este cunoscută și sub denumirea de *scurgere torențială*. Ele se întîlnesc și la unele ape curgătoare semipermanente care, în timpul secetelor, seacă, rămînînd cel mult cu un firicel de apă ; dar, pe timp de ploaie debitul și viteza lor cresc brusc, atacă și transportă cu violență tot ce întîlnesc în cale, produc inundații și revărsări. Regimul acestor ape este cunoscut sub numele de *regim torențial* sau spasmodic.

Calitatea nouă pe care o are torentul, în raport cu șiroirea, și anume concentrarea unei mari cantități de apă pe o singură direcție, face ca el să dispună de o mare energie. Aceasta este cheltuită erodînd terenul peste care își poartă apele și transportînd materiale roase de el sau aduse de șiroire. Sub aspect geomorfologic, torentul execută trei acțiuni principale : *eroziune, transport, acumulare*. În general, aceste trei acțiuni se întîlnesc la toți agenții externi care modelează relieful. Ponderea fiecăreia dintre ele, în crearea formelor de relief, este însă foarte diferită pe agenți și în timp. La torenți, în primele faze ale dezvoltării se evidențiază eroziunea și transportul, iar în ultimele acumularea.

Prin acțiunea de eroziune, torentul creează o vale îngustă, cu pereți abrupți dispuși în formă de V ascuțit. La partea superioară această vale se ramifică sub formă de ogașe, ravene, rigole ; uneori apar și tot felul de viroage, abrupturi, alunecări sau prăbușiri ; în partea inferioară torentul se termină printr-o zonă unde sînt depuse materialele transportate de apă (fig 71). În fapt, torentul creează, prin cele trei acțiuni ale sale, o formă complexă de relief (organismul torențial) ce se compune din trei elemente : bazinul de recepție (de adunare a apelor și a materialelor de transport), canalul de scurgere și conul de dejecție (de împrăștiere) (fig.72).

Bazinul de recepție este teritoriul de pe care torentul își adună apa de ploaie, zona în care șiroaiele se concentrează către punctul cel mai de jos al locului și către care se orientează și se adîncesc ravenele, rigolele și ogașele. De la o ploaie la alta, capetele rigolelor subminează roca sau solul de deasupra lor, provocînd mici dărîmături sau alunecări, pe care apoi și le încorporează, lărgind tentacular suprafața bazinului. Este o eroziune care înaintează regresiv, acaparînd mereu teren din exterior (fig. 73). În însăși interiorul bazinului, vegetația fiind distrusă, pămîntul se înmoaie mai repede, dă curgeri noroioase, rigolele se adîn-

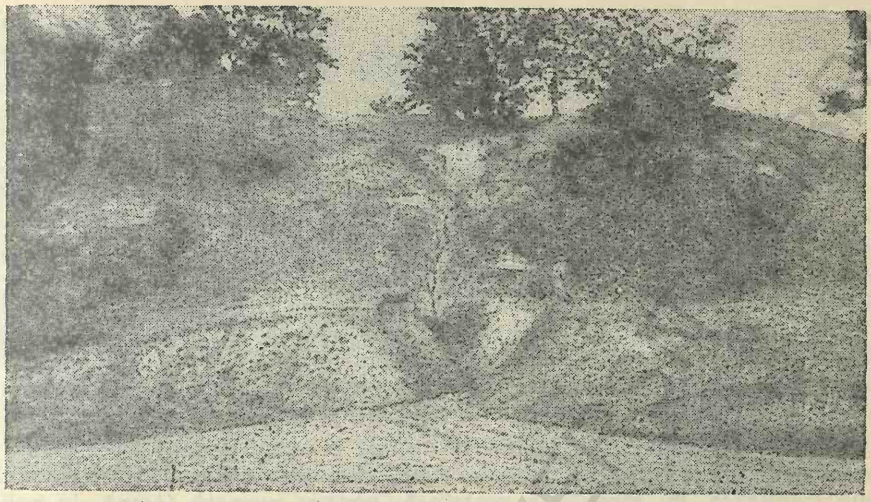


Fig. 71 — Torent pe valea Oltului (foto, N. Popescu).

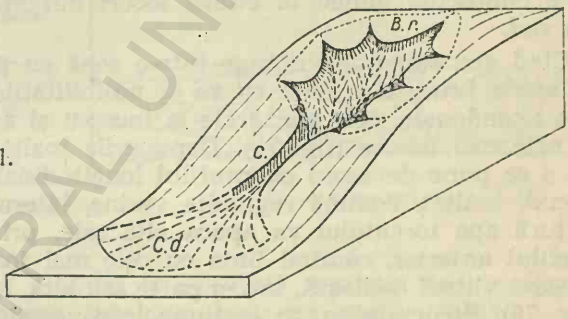


Fig. 72—Organism torențial.

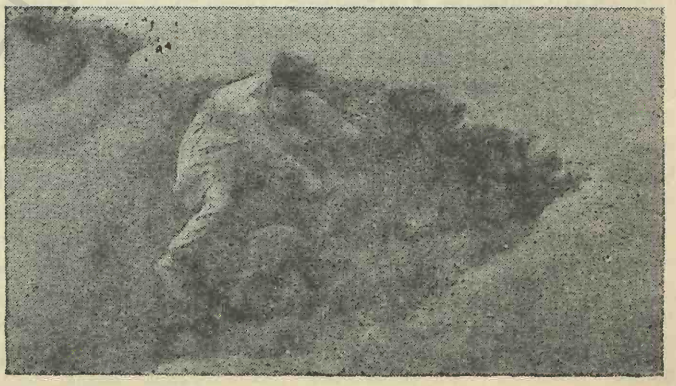


Fig. 73 — Lărgirea bazinului torențial prin subminarea regresivă a păturii înierbate în bazinul Căpuș (foto, Gr. Posea).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cesc continuu printr-o eroziune ce se dezvoltă linear ; peste tot, aici, este activă eroziunea liniară și cea areolară. Rezultatul este lărgirea și adîncirea bazinului de la o ploaie la alta. Bazinul de recepție alimentează torentul cu apă, dar și cu o mulțime de materiale provenite din distrugerea rocilor, pe care le transportă în avale (aluviuni).

Canalul de scurgere este un jgheab, care pornește din partea cea mai joasă a bazinului de recepție și pe care se scurge apa torentului împreună cu aluviunile. Profilul său longitudinal este neregulat, prezentînd, din loc în loc, unele praguri. Acțiunea principală a apei, pe canal, este aceea de transport ; acesta este discontinuu, din loc în loc, torentul depune o parte din material, pentru a-l relua la o nouă viitură (fig. 74). Tot aici, apa execută și o acțiune de eroziune, prin care adîncește continuu canalul, cunoscută sub numele de eroziune liniară. În faza ultimă a dezvoltării, aceasta slăbește, dezvoltîndu-se în schimb eroziunea laterală, care se exercită asupra malurilor.

Conul de dejecție este partea terminală a organismului torențial ; are forma unui semi-con teșit și este clădit din aluviuni. La noi există încă două denumiri, cu circulație restrînsă, pentru această formă de relief : *vărsătură* și *agestru*. Prima se referă numai la materialele împrăștiate recent de torent, neînierbate încă, iar a doua, care pare mai adecvată, este cunoscută numai în cîteva locuri din Munții Apuseni și Bucovina de sud.

Cînd apa torentului ajunge într-o zonă cu panta foarte redusă, viteza sa scade brusc și o dată cu ea și posibilitățile de transport ; aluviunile sînt abandonate, cele mai grele la început și apoi celelalte, pe rînd, pînă la cele mai ușoare (fig. 75). Depunerile înalță panta locală, în tendința de a se pune de acord cu profilul longitudinal al canalului de scurgere. Conul, înălțat, domină regiunile vecine, laterale ; ca urmare, la o nouă viitură apa torentului va apuca altă cale, prin dreapta sau prin stînga conului anterior, căutînd linia cu cele mai joase altitudini. Depunerile fiecărei viituri oscilează, într-o parte sau alta, creînd un con complex (fig. 76). Structura sa, în secțiune transversală, are aspect lenticular, în solzi (fig. 77). Materialul lentilelor, variază granulametric din cauza intensității diferite a viiturilor, precum și din cauza structurii neomogene a rocilor din bazinul de recepție. Este posibil ca în secțiunile unor conuri să nu se întîlnească o structură lenticulară ; cauza constă în transformările ce au avut loc ulterior în interiorul conului, transformări impuse de circulația apei freatice, de dizolvările provocate de aceasta, sau de presiunile dezvoltate prin îngheț-dezgheț.

Panta conului de dejecție este redusă, ea fiind o pantă de curgere (adică o pantă corespunzătoare ultimei înclinări a talvegului torentului) și oscilează cam în jur de 5° ; la torenții de munte poate fi și mai mare. În amănunt, panta ca și aspectul mai teșit sau mai puțin teșit al conului depind de mărimea torentului, de stadiul său de evoluție și mai ales de natura rocilor ce-l compun. Conurile formate din roci cu bob fin (argile, marne, nisip, loess) sînt foarte teșite și împrăștiate prelung.

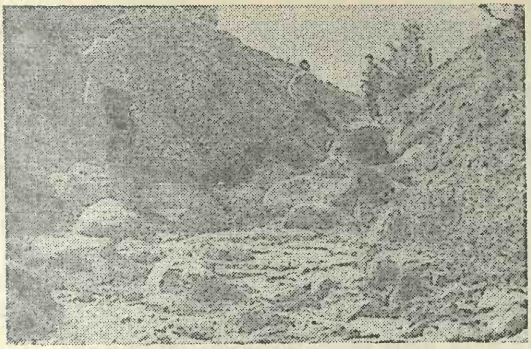


Fig. 74 — Aluviuni pe un canal torențial Dealul Feleac-Cluj (foto, Gr. Posea).

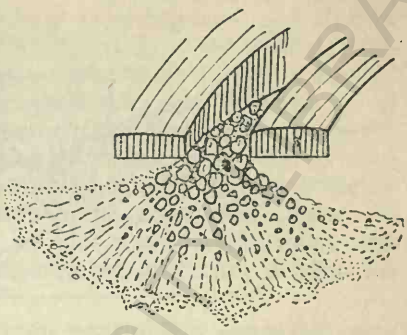


Fig. 75 — Granulometria conului de dejecție.

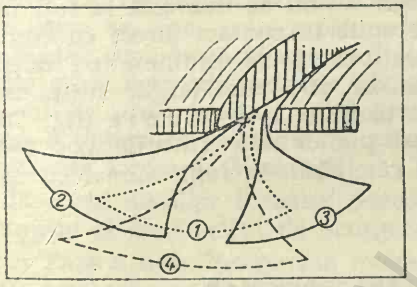


Fig. 76 — Formarea conului complex.

Fig. 77 — Structură torențială.

Situația este inversă cînd e vorba de aluviuni grosiere, de pietrișuri și bolovani ; conurile sînt mari, bombate, bine conturate, stabile.

Conul de dejecție este elementul care suferă cele mai importante transformări în funcție de zonalitatea climatică. În climatul temperat și chiar semiumed el este, cel mai adesea, un con de acumulare ; în climatul cald și umed conurile lipsesc, în general, din cauza transportului în soluție care este dominant ; în climatul semiarid moștenește o pantă de glacis, în care își delimitează forma de con printr-o ușoară eroziune laterală — este un con de transport ; în climatul arid, cu viituri rare dar enorme, el devine adesea un con de eroziune. Toate aceste tipuri au formă de con și pot fi numite „de dejecție", în sensul că, apa torentului împrăștie aluviunile, sau le mătură pe o zonă largă.

Conuri de dejecție se întîlnesc și la unele pîraie și rîuri secundare (cursuri semipermanente). Acestea prezintă anumite particularități : ocupă suprafețe întinse și au o pantă foarte lină ; multe dintre ele sînt nonfuncționale, formate într-o altă perioadă decît cea actuală (început de interglaciar), sau în urma despăduririi bazinului lor. Ultimele două

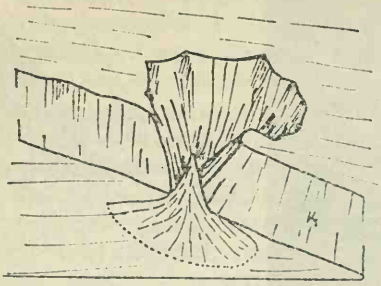


Fig. 78 — Hunie

categorii au poziție suspendată față de talveg, iar la viituri nu sînt inundate.

Cele trei elemente — bazin, talveg, con — nu se dezvoltă la toți torenții ; există cazuri cînd bazinul de recepție ia contact direct cu conul de dejecție, lipsind canalul. Asemenea torenți se întîlnesc pe unele pante foarte înclinate, abrupte, formate din roci moi (argile nisipoase, marne, loess) ; în sudul Olteniei ei poartă numele de h u n i e (fig. 78). Datorită materialului foarte friabil, apa ploilor sau viiturile pot face să dispară și conul de dejecție, torentul rămînînd, în fapt, numai cu bazinul de recepție.

2. FORMAREA ȘI DEZVOLTAREA TORENȚILOR

În evoluția unui torent se pot deosebi, în mare, patru stadii : de rigolă sau de ogaș ; de canal bine dezvoltat ; de organism torențial ; și stadiul de stingere a torentului (fig. 79).

a) Forma de rigolă sau chiar ogașul apare în preajma punctelor de inflexiune ale pantei, acolo unde aceasta are o înclinare relativ mare. Dezvoltarea începe prin folosirea și lărgirea așa-numitelor m u ș c ă t u r i adică locuri unde covorul vegetal a fost rupt din anumite cauze (mersul

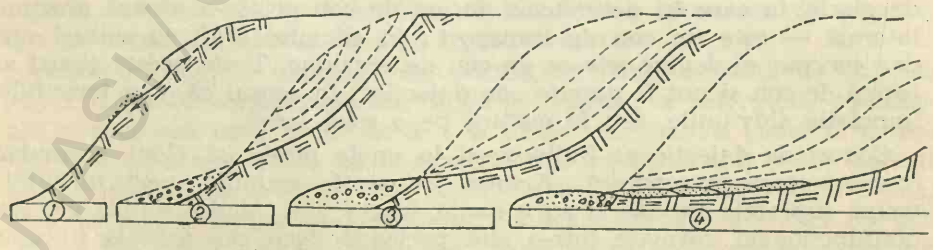


Fig. 79 — Fazele de evoluție ale torentului.

BCU IAȘI / CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

vitelor, ruperea unui copac cu rădăcini etc.). În timpul ploilor, şiroirea se concentrează pe muşcătură, erodînd-o linear şi alungind-o sub formă de rigolă şi apoi de ogaş ; materialul este împrăştiat ca o peliculă subţire la gura ogaşului, formînd un con de dejecţie embrionar, numit v ă r s ă t u r ă. De la o ploaie la alta, ogaşul se alungeşte atît spre amonte cît şi spre aval. Spre amonte el înaintează provocînd mici prăbuşiri în pereţii solului ; materialul este muiat, fărîmiţat şi apoi transportat. Către aval canalul se alungeşte prin eroziune în adîncime, spălînd conurile embrionare mai vechi (vărsăturile) şi redepunîndu-le în zone mai joase. Pe măsură ce gura ogaşului coboară, canalul se alungeşte, acumulează apă mai multă, panta de curgere creşte, iar puterea de eroziune, devine tot mai mare.

b) Întinderea ogaşului spre aval şi mutarea continuă a conurilor embrionare se opreşte în momentul cînd a atins o regiune plată (de obicei fundul unei văi, o terasă, o depresiune etc.). Aici începe o acumulare locală, ce duce la formarea unui con de dejecţie fix. Apare deci, al doilea element al torentului — conul. În continuare, canalul se va dezvolta numai spre amonte, prin eroziune regresivă. Totodată, încep ramificările în partea superioară (deasupra liniei de inflexiune), în tendinţa de a dezvolta şi un bazin de recepţie. Caracteristic rămîne profilul longitudinal al torentului, care prezintă multe rupturi de pantă şi scobituri, toate indicînd o puternică eroziune în adîncime. Profilul transversal al canalului păstrează forma de V ascuţit.

În cazul huniilor torentul dezvoltă, în această a doua fază, bazinul de recepţie şi nu canalul de scurgere.

c) Faza a treia începe din momentul în care torentul îşi dezvoltă toate cele trei părţi componente, adică devine organism torenţial propriu-zis. Dezvoltarea şi lungirea tentaculelor (ogaşe şi ravene) tind spre un maximum : în cadrul bazinului au loc chiar prăbuşiri şi alunecări. Continuă adîncirea talvegului dar, p a n t a t o r e n t u l u i î n c e p e s ă s c a d ă, din cauza alungirii sale, dar mai ales datorită faptului că gura de vărsare rămîne ca un punct fix, în raport cu toate celelalte puncte a căror altitudine se reduce continuu. Scăzînd panta, scade şi viteza de curgere a apei şi deci şi puterea de eroziune. Torentul se dezvoltă tot mai încet. Începînd cu partea sa inferioară, el tinde, tot mai mult, să-şi construiască un asemenea profil longitudinal (pantă de scurgere) pe care să nu-l mai adîncească prin eroziune lineară, dar care să-i permită, cu uşurinţă, transportul materialelor pe care le adună din bazinul de recepţie. Torentul are tendinţa să realizeze, pe canalul de scurgere, un echilibru între forţa sa de eroziune şi transport, pe de o parte (debit-viteză) şi rezistenţa rocilor din pat, pe de altă parte. Se zice că torentul are tendinţa să-şi realizeze profilul de echilibru. Cu realizarea acestui profil, torentul încheie aşazisa evoluţie ascendentă, care se caracterizează prin forţă şi expansiune.

d) Faza a patra, sau faza de stingere este aceea în care torentul începe o evoluţie descendentă, cînd merge spre dispariţie, ca rezultat al propriei sale dezvoltări. Panta de echilibru duce la oprirea eroziunii în adîncime.

Se dezvoltă în schimb eroziunea asupra malurilor, sau eroziunea laterală, care lărgește fundul talvegului, dîndu-i forma de U. Această lărgire diminuiază și mai mult forța torentului. Panta de echilibru, care se realizează din avale spre amunte, trece, în același sens, la subechilibru. Torentul transportă încă mult material (din bazinul de recepție unde pantele rigolelor sînt încă viguroase). Cu acesta, el înalță conul, fapt ce duce la micșorarea înclinării profilului în partea inferioară. Cu timpul, aluviunile nu mai pot fi transportate pînă la vechiul con ; un nou con începe să se depună în spatele celui vechi, adică chiar pe canal. Este faza acumulării regresive. Canalul se aluvionează dinspre avale, scade eroziunea din bazin, iar cu timpul se ajunge chiar la aluvionarea rigolelor. Malurile talvegului se atenuiază prin acțiunea proceselor de pantă, zona vechiului organism torențial se înierbează, torentul s-a stins.

3. RĂSPINDIREA ȘI CAUZELE TORENȚILOR

Torenții sînt răspîndiți în regiunile cu pante mari, mai ales pe versanții munților și podișurilor. Ei pot fi întîlniți și pe pante mai mici, acolo unde formarea lor este favorizată de anumite condiții cum ar fi : existența unor roci friabile situate în pantă, lipsa de vegetație sau vegetație discontinuă etc. Climatul joacă un rol important în dezvoltarea torenților. În regiunile mediteraneene, unde ploile sînt rare dar de tipul averselor și unde vegetația este discontinuă, torențialitatea apare ca un fenomen preponderent în evoluția reliefului. În timpurile istorice, torenții s-au dezvoltat mult și în regiunile temperate, ca urmare a defrișărilor, a desțelenirilor, a pășunatului irațional. Acestea toate sînt condiții care favorizează dezvoltarea și răspîndirea torenților.

În suprafață, torenții, ca și văile de altfel, se dezvoltă, sub formă de g e n e r a ț i i. Pe un același abrupt (faleză, frunte de terasă etc.) sau pe un același tip de pantă și rocă apare cam același tip de torent și cam de aceeași lungime. Cu timpul, din loc în loc, unul dintre ei se alungește mai mult, trece de la o generație la alta, devenind un fel de colector principal. Acesta însă, își schimbă adesea aspectul în funcție de tipurile de pante și roci parcurse.

Afară de pantă, rocă, vegetație și climă, o importanță relativ mare, pentru dezvoltarea torenților, o au și mișcările de ridicare sau de coborîre ale scoarței. Ridicările unor regiuni, cum ar fi Carpații de Curbură și Subcarpații, favorizează extinderea unor pante abrupte și respectiv torențialitatea. Așa spre exemplu, abundența alunecărilor și marea dezvoltarea a torenților din M-ții Vrancei sau Buzăului au drept cauză nu numai despăduririle masive din trecut, dar și faptul că aceste regiuni sînt în ridicare. Cînd asemenea mișcări au un caracter ritmic, depunerea conurilor de dejecție se poate face etajat. Cele mai tipice asemenea situații se întîlnesc la pîraiele torențiale, care debușează pe marginile unor de-

presiuni sau cîmpii. În asemenea cazuri, conurile se dezvoltă lateral foarte mult, se îngemănează și dau *glacisuri* (vezi piemonturile). Procesul este intensificat aici de diferența de amplitudine a mișcărilor — foarte mică în depresiuni și mare în zona muntoasă. În cazul cînd regiunea suferă mișcări de coborîre, conurile mai noi îngroapă complet pe cele vechi ; dacă coborîrea afectează întregul organism torențial, colmatarea cuprinde și canalul de scurgere, adică se trece mai repede la faza de stingere a torentului.

4. IMPORTANȚA GEOMORFOLOGICĂ A TORENȚILOR

Torenții sînt importanți prin acțiunea lor de eroziune, prin cantitățile mari de aluviuni transportate și prin formele ce le creează. Torenții au însă și o importanță metodico-teoretică, ei reprezentînd niște rîuri în miniatură, niște laboratoare în care pot fi studiate o serie de legi legate de acțiunea apelor curgătoare. Așa de exemplu : modul de eroziune, modul de transport, de depunere. Un fapt principal este tendința de a realiza o pantă echilibrată de scurgere, numită p r o f i l d e e c h i l i b r u. O a doua noțiune, ce poate fi conturată din evoluția torentului, este aceea de n i v e l d e b a z ă. Acesta este planul local orizontal în care se înserează gura de vărsare a torentului. Eroziunea se execută în funcție de acest nivel și anume : cu cît profilul torentului e mai înclinat, față de acest plan, cu atît eroziunea e mai puternică. Profilul de echilibru se formează tot în funcție de această bază. De asemenea, stingerea torentului e legată de nivelul de bază, deoarece sub acest plan torentul nu mai poate eroda. Pe scurt, eroziunea, transportul și acumularea se realizează în funcție de nivelul de bază.

Tot din urmărirea acțiunilor morfologice ale torentului reținem și alte noțiuni importante pentru morfogeneza apelor curgătoare și anume : e r o z i u n e r e g r e s i v ă, e r o z i u n e l i n e a r ă, e r o z i u n e l a t e r a l ă, a c u m u l a r e r e g r e s i v ă.

5. IMPORTANȚA PRACTICĂ

Organismele torențiale pun o serie de probleme cu caracter practic. Aluviunile conurilor de dejecție pot fi folosite ca m a t e r i a l d e c o n s t r u c ț i e, sau pentru pietruirea șoselelor. Dacă conul de dejecție a rămas ușor suspendat, poate fi folosit p e n t r u a ș e z ă r i, mai ales cînd a devenit neinundabil. Totodată, conurile au o pînză de apă potabilă și adesea sînt chiar fertile. În această situație se află conurile unor rîuri afluente, depuse imediat după ultimul periglaciar. Din conurile de dejecție se exploatează anumite m i n e r a l e g r e l e ; alteori se folosesc ca

indicatori pentru cercetările geologice ale unei regiuni (toate rocile și mineralele găsite în conul de dejecție trebuie să se afle și în bazinul de recepție sau pe canalul de scurgere).

Pe lîngă aceste aspecte pozitive, în cele mai multe cazuri torenții au influență negativă asupra economiei. Ei duc la degradarea terenurilor pe suprafețe întinse ; pot produce inundații prin propriul lor volum, sau prin bararea unui rîu. Dacă pe ambele părți ale rîului se dezvoltă, concomitent, două conuri de dejecție, bararea e mult mai rapidă și inundația din spate mai mare.

Dezvoltarea conului de dejecție, în timpul viiturilor, poate duce la acoperirea sau distrugerea locală a șoselelor, căilor ferate, culturilor sau chiar a așezărilor. De multe ori, în astfel de situații, căile de comunicație ocolesc conurile de dejecție, fie chiar prin tunele.

6. MĂSURI IMPOTRIVA TORENȚILOR

Contra evoluției nestînjenite a torenților se pot lua anumite măsuri. În acest scop este însă necesară o prealabilă cunoaștere a evoluției torenților și a factorilor care favorizează dezvoltarea lor. Se preconizează, de obicei, două feluri de măsuri : preventive și curative sau de corectare. Primele sînt acelea care au drept scop prevenirea instalării torenților într-o regiune. Astfel de măsuri sînt : pășunat rațional, împădurirea pantelor mari, tăierea pădurilor prin rărire și nu pe ras, plantarea de ierburi perene pe pantele relativ expuse torenților, aratul pe curbele de nivel.

Măsurile de corectare au drept scop oprirea sau încetinirea la maximum a dezvoltării torenților. Între acestea amintim împădurirea bazinului de recepție, fixarea de cleionaje (gărdulețe) care să oprească coborîrea pe pantă a sfărîmăturilor și să ajute fixarea vegetației, măsuri de ordin tehnic. Ultimele se referă la construirea unor baraje în lungul talvegului și a unor diguri pe conul de dejecție. Barajele frînează, din loc în loc, viteza torentului. Fiecare baraj constituie, din punct de vedere geomorfologic, cîte un mic nivel de bază care forțează fixarea, în spatele său, a unui con de dejecție. Aceste baraje sînt costisitoare și, în plus, ele se colmatează relativ repede, începînd cu cele situate mai sus ; torentul își reface albia, pe deasupra lor, recăpătîndu-și viteza mare de scurgere. Pavarea și betonarea talvegului constituie de asemenea o măsură ce frînează eroziunea în adîncime. În ultimul timp se întrebuințează și o metodă mai simplă și, pare-se, destul de eficientă. E vorba de o plasă de sîrmă, ancorată perpendicular pe torent, care oprește, în spatele său, materialul cel mai grosier. Acesta, o dată fixat, silește materialul venit la o nouă viitură să se depoziteze în spatele celui mai vechi ș.a.m.d.

În ceea ce privește digurile, de pe conurile de dejecție, fixarea lor trebuie făcută la o anumită distanță unul de altul, pentru a nu fi rupte

la viituri de către presiunile dezvoltate lateral. Ele sînt dispuse de obicei longitudinal pe direcţia de curgere a torentului, dar mai ales uşor în zig-zag.

C. ACŢIUNEA ŞI RELIEFUL CREAT DE RÎURI

1. ASEMĂNĂRI ŞI DEOSEBIRI FAŢĂ DE TORENŢI

Apele curgătoare permanente au multe asemănări dar şi deosebiri faţă de torenţi. Deosebirea esenţială rezultă din faptul că ele au un curs permanent. Deci, şi acţiunea lor, asupra reliefului, va fi permanentă. Torentul n-are un izvor, apa curgătoare are ; torentul se alimentează numai din ploi (sau topirea zăpezilor), pe cînd rîurile se alimentează şi din pînze freatice şi subterane. Mai sînt şi alte deosebiri, dar ne oprim la cele morfologice. Torentul dezvoltă un organism bine proporţionat (în sensul importanţei şi dimensiunilor pe care le are bazinul de recepţie, conul de dejecţie şi canalul de scurgere). Rîurile, curgînd permanent, nu se opresc la prima fîşie netedă întîlnită ci îşi croiesc drum pînă la mare sau ocean. Ca urmare, forma principală creată de rîu va fi canalul de scurgere sau v a l e a. Aceasta nu poate fi deosebită, în mod net, de bazinul de recepţie, ca la torent. La rîuri, materialele aluvionare sînt duse pînă la ocean, de aceea forma similară conului de dejecţie lipseşte. În anumite condiţii se construiesc totuşi şi astfel de forme, cum sînt : conurile de dejecţie, piemonturile, deltele.

Sub aspectul evoluţiei, văile, avînd cursuri permanente, vor suferi, în timp, influenţe foarte variate ce se vor reflecta mai ales în profilul lor transversal (oscilări ale bazei de eroziune, mişcări ale scoarţei, adîncirea în roci şi structuri felurite, schimbări ale sistemului morfo-climatic). Văile se extind pe zeci, sute şi chiar mii de kilometri şi dăinuie perioade îndelungate, adaptîndu-se continuu noilor condiţii dar avînd legi proprii de evoluţie. De aceea, în geomorfologia „rîurilor" interesează în mod deosebit procesele şi formele de relief care se produc în lungul văii şi valea ca atare.

2. FORŢA DE ACŢIUNE A RIULUI

Pentru a înţelege acţiunea morfologică a apelor curgătoare trebuie să cunoaştem o serie de noţiuni legate de forţa şi scurgerea apei în albie. Forţa de care dispune rîul provine din coborîrea sa pe pantă sub impulsul gravitaţiei. Ea se realizează prin debit şi viteza de curgere. Puterea

rezultată este cheltuită de rîu pentru a învinge piedicile ce se opun curgerii, iar dacă dispune de energie în plus, o întrebuinţează pentru transportul şi erodarea rocilor situate în albie. Forţele ce se opun scurgerii sînt: frecarea internă (rezultată din vîscozitatea şi turbulenţa apei), frecarea externă (faţă de rocile din pat şi maluri) şi energia cheltuită cu transportul aluviunilor ce-i vin de pe versanţi. Pentru a cunoaşte dacă un rîu, într-un punct dat, dispune sau nu de energie în plus, care să poată fi folosită pentru eroziune locală, sau dacă energia îi ajunge pentru transportul aluviunilor, trebuie să separăm forţa sa totală în două componente: forţa brută şi forţa netă.

F o r ţ a b r u t ă este energia totală dată de scurgere, pe secundă, într-un anumit loc. Ea rezultă din gradul de înclinare al albiei. Cum panta se manifestă prin viteza imprimată curgerii, deducem că forţa este egală cu debitul înmulţit cu pătratul vitezei ($F_b = D \cdot V^2$); dar, debitul se poate exprima prin suprafaţa muiată (S) înmulţită cu viteza ($D = S \cdot V$), de unde rezultă că $F_b = S V^3$.

F o r ţ a n e t ă este acea energie rămasă „liberă" în punctul respectiv, adică forţa brută minus forţele de frecare şi forţa de transport. Dacă notăm cu ff forţa de frecare internă, cu fp forţa de frecare externă şi cu ft forţa de transport a aluviunilor, rezultă următoarea formulă: $F_n = F_b - (ff + fp + ft)$.

În fiecare punct sau secţiune a albiei poate exista una din următoarele trei posibilităţi: F_n = pozitiv (eroziune şi transport); F_n = zero (transport); F_n = negativ (acumulare).

— Cînd forţa netă este pozitivă (adică, forţele de frecare plus forţa de transport sînt mai mici ca forţa brută), atunci rîul dispune de energie în locul respectiv, putînd eroda rocile din albie. Cu cît forţa netă este mai mare, cu atît eroziunea va fi mai puternică. Dar eroziunea, după cum vom vedea, depinde şi de duritatea rocilor din pat, cît şi de mărimea şi duritatea aluviunilor transportate (cu care izbeşte continuu în albie).

— Cînd forţa netă este negativă (forţele de frecare şi de transport sînt mai mari ca forţa brută), atunci rîul, ca să-şi recîştige energia necesară scurgerii, depune o parte din aluviuni. Acţiunea sa principală devine acumularea. Dar şi transportul aluviunilor fine poate continua.

— Cînd forţa netă este egală cu zero, rîul nici nu roade nici nu aluvionează. Se spune că pe locul respectiv, există o p a n t ă d e e c h i l i b r u. Ea imprimă apei o viteză ce nu-i permite nici să erodeze nici să acumuleze în mod sensibil, ci numai să transporte aluviunile. E vorba deci de un echilibru de transport.

Fenomenul este mai complex. Într-un acelaşi punct, forţa netă poate varia continuu între pozitiv şi negativ. Dacă forţa netă e pozitivă, rîul roade şi, rozînd, se supraîncarcă cu aluviuni (care măresc forţa necesară

transportului) ; totodată, erodînd face să scadă panta de curgere, la rîndul ei, scade viteza apei ; ca urmare forţa netă se micşorează tot mai mult pînă devine negativă. Cînd forţa netă e negativă, rîul depune ; depunînd eliberează o parte din energia de transport, iar panta, imediat în avale de locul depunerii, creşte şi o dată cu ea şi viteza ; ca urmare, forţa netă devine pozitivă şi începe din nou eroziunea. Fenomenul se repetă ritmic tinzînd, ca prin eroziune şi acumulare, să creeze, în ultimă instanţă, o pantă mai generală de echilibru.

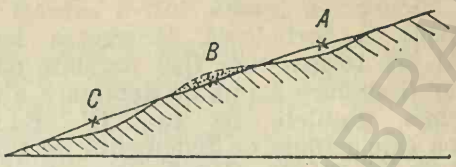


Fig. 80 — Raportul reciproc dintre eroziune (*A*) şi acumulare (*B*).

Variaţia forţei nete, de la pozitiv la negativ, creează o interdependenţă de evoluţie şi între punctele alăturate din lungul aceluiaşi talveg. Presupunînd că în punctul *A* (fig. 80) rîul are o forţă netă pozitivă, el va eroda ; erodînd se va încărca cu aluviuni, forţa lui va diminua şi va fi obligat să aluvioneze în punctul *B* ; totodată panta se va micşora între *A* şi *B*. Eliberîndu-se în B de aluviuni va recăpăta forţă şi va eroda în *C*. Între *B* şi *C* va creşte panta şi eroziunea se va deplasa spre *B* ; totodată apa din *A*, unde nu se mai produce eroziune, va veni cu mai multă energie în *B*, unde, de asemenea, va eroda. Aşadar, o acţiune deslănţuită într-un punct poate declanşa o contraacţiune în punctele vecine şi viceversa. Aceste acţiuni şi contraacţiuni fac ca, între punctele vecine, forţa netă să varieze ritmic de la pozitiv la negativ şi invers. Tranziţia se face totdeauna prin intermediul aluviunilor care, atunci cînd se tinde spre negativ, sînt depuse şi, sînt reluate în transport, cînd se tinde spre pozitiv. Tendinţa generală este aceea de a se realiza o asemenea poziţie a punctelor, sau, altfel spus, o asemenea pantă de scurgere care să creeze un echilibru între eroziune şi scurgere.

3. TIPURI DE CURGERE IN ALBIE

Privită în mare, scurgerea apei unui rîu se face pe o direcţie paralelă malurilor. Viteza de curgere este însă neegală într-o aceeaşi secţiune. La suprafaţă, cea mai mare viteză o are aşa-numitul curent sau f i r u l a p e i ; el se situează, aproximativ, deasupra celor mai mari adîncimi, oscilînd sinuos cînd spre un mal cînd spre celălalt. Cea mai mare viteză generală se întîlneşte tot pe acest curent, dar la o oarecare adîncime sub nivelul apei. Spre adînc viteza scade, mai întîi lent şi apoi tot mai rapid, pînă ce, la fund, se apropie uneori de zero. De asemenea, viteza scade spre maluri. De obicei se calculează viteza medie. Pentru morfologie cea mai mare importanţă o are însă viteza de fund. Ea este aceea care provoacă eroziune şi care saltă aluviunile de pe locul lor, impunîndu-le deplasarea spre avale.

Scurgerea capătă, într-o aceeaşi secţiune, două forme diferite : *laminară* şi *turbulentă*. Scurgerea laminară se face conform gravitaţiei şi are forma unor fîşii paralele cu firul apei. S-a calculat că, dacă ea ar fi singura formă de deplasare a apei, ar atinge, prin accelerare, viteza unei ghiulele de tun (P. Birot, 1949). În fiecare loc însă, ea este frînată de fenomenul de turbulenţă care devine cu atît mai violent cu cît viteza apei creşte. Scurgerea turbulentă capătă forme şi direcţii diferite, legate mai ales de configuraţia patului. Aceste forme sînt : scurgerea în spirală (curenţi sub formă de elice), care cuprinde mare parte din apă şi unde deplasarea se face după o spiră cu axul dirijat paralel pe direcţia de curgere a rîului ; scurgerea în turbioane (vîrtejuri) se face sub forma unor vîrtejuri care variază ca lungime şi diametru de la circa 1 mm la zeci de m, iar axa poate să evolueze în absolut toate sensurile (cele mai multe turbioane sînt ascendente şi descendente. Ele influenţează în cea mai mare măsură scurgerea turbulentă) ; scurgerea în valuri se face sub formă de ondulări foarte mici, pînă la adevărate valuri şi este determinată mai ales de fundul neregulat (bolovănos) al rîului.

Forma laminară apare ca o scurgere lină, dar în general inexistentă în rîuri. Scurgerea turbulentă este agitată ; prin intermediul ei stratele de suprafaţă transmit din viteza lor şi celor de la fund. Aceasta din urmă este cea care determină, în cea mai mare măsură, transportul total, competenţa de a deplasa bolovanii şi de a eroda roca în loc. Scurgerea turbulentă consumă, prin frecarea internă a particulelor, o mare cantitate din energia rîului (cam de 10 ori mai multă energie faţă de cea cheltuită pentru transport) ; totuşi, turbulenţa, la rîndul ei, ajută transportul prin aceea că cedează energie către particulele aluviale.

4. ACŢIUNEA MORFOLOGICĂ A RIURILOR

Am văzut că rîul consumă o parte din forţa sa pentru curgerea propriu-zisă şi o alta pentru eroziune. Legătura dintre cele două feluri de întrebuinţare a energiei se face prin intermediul forţei cheltuită cu transportul aluviunilor. Acestea reprezintă un fel de rezervor din care, pe parcurs, se compensează cînd curgerea, cînd eroziunea. Din întrebuinţarea variabilă şi diferită a surplusului de energie şi din variaţia continuă a componentelor acestei energii, rezultă trei procese prin care rîul acţionează asupra modelării reliefului : transport, eroziune, acumulare.

Energia disponibilă şi formele ei de întrebuinţare, într-un anumit punct, sînt foarte greu de calculat în amănunt, fiind în funcţie de o mulţime de variabile : viteza, adîncimea apei, încărcătura, direcţia locală de curgere etc. Însăşi legăturile dintre aceste variabile nu cresc sau descresc într-un singur sens ; aşa de exemplu, adîncimea ar trebui să sporească eroziunea asupra fundului, deoarece creşte presiunea ; dar

o dată cu creşterea presiunii creşte şi coerenţa grăunţilor ce constituie roca de fund. De asemenea, o încărcătura prea mare în aluviuni poate paraliza scurgerea ; cu toate acestea încărcătura cu materiale grosiere, nu prea multe, măreşte puterea de eroziune ; încărcătura cu mîl şi cenuşă poate face apa mai vîscoasă, ajutînd transportul unor materiale mai dense. Aşadar, din forţa disponibilă a rîului este greu să se evalueze, pentru un moment, care este puterea de eroziune şi care de transport. Ca rezultat şi forme generale de manifestare însă, cele două acţiuni principale, de transport şi eroziune, pot fi definite.

a. Transportul

Transportul de materiale reprezintă acţiunea principală a rîului, deoarece el evacuează şi alterările cărate prin eroziunea areală. Rolul esenţial în transport îl joacă scurgerea turbulentă, care izbeşte particulele de pe fundul albiei, le aspiră, le scoate din imobilitate şi le mobilizează la deplasare. Transportul se face sub trei forme : pe fund, în suspensie şi în soluţie.

Transportul de fund se realizează asupra acelor materiale care staţionează un anumit timp pe patul rîului şi care, periodic, sînt mişcate spre aval. Pentru eroziunea rîurilor, acest tip de transport este cel mai important. Gilbert (1914) a arătat că, în condiţii date (debit, viteză), pot fi antrenate în mişcare numai acele particule care au un diametru inferior unei valori limită, pe care a numit-o competenţa rîului. Pe de altă parte, cantitatea totală de materiale transportate (inclusiv în soluţie şi suspensie) a fost denumită capacitatea rîului. Aceasta din urmă ajunge greu la saturare, pe cînd competenţa este repede atinsă de rîu, devenind astfel un factor limitativ al procesului de eroziune şi transport. Aşa, de exemplu, o viitură ce a cărat bolovani foarte mari, îi depune pe fundul albiei pe măsură ce intensitatea ei descreşte. Competenţa rîului scade şi, pînă la o nouă viitură, cel puţin tot aşa de puternică, bolovanii vor staţiona, formînd aşa-numitul pavaj de fund. Eroziunea în adîncime a rîului va staţiona şi ea, izbindu-se continuu de duritatea pavajului. Competenţa cea mai mare o au rîurile de munte, deoarece lăţimea patului este mică şi, de aceea, pe fundul rîului viteza e mare ; aici competenţa trece pe prim plan în raport cu capacitatea. Spre avale, lăţimea albiei depăşind cu mult adîncimea rîului, capacitatea trece înaintea competenţei ; dar, după cum vom vedea, şi aluviunile devin mult mai mici datorită uzuriii prin transport.

Atît competenţa cît şi încărcătura mai depind şi de următoarele aspecte : dacă forţa ce acţionează asupra materialelor le preia din mers sau trebuie mai întîi să le urnească, dacă materialul este colţuros sau rotunjit, dacă e dens sau mai puţin dens etc. Experienţele arată că la o viteză de 0,15 m/s se transportă aluviuni de 0,1 mm, la 0,30 m/s cele

de 2,5 mm, la 0,70 m/s cele de 25 mm (material rotunjit); rezultă că nisipul poate fi transportat pe fund, de către rîurile din cîmpie, chiar la etiaj. În funcție de toate aceste variabile, deplasarea materialelor pe fundul albiei nu poate fi decît neuniformă și mai redusă decît viteza apei. Ele sînt cînd tîrîte, cînd rostogolite, ajungînd adesea să staționeze. Transportul pe fund se face deci prin salturi.

De obicei, deplasarea se dirijează pe linia principală a curentului. Ea se realizează sub mai multe forme: tîrîre, rostogolire, salturi individuale, salturi în pînze. Pietrișul și aluviunile în general sînt mișcate sau ridicate de pe fund de către curenții ascendenți ai scurgerii turbulente. Diferența de viteză dintre două strate superioare provoacă o ridicare hidraulică (hidraulic lift) (Birot P., 1960). Această ridicare poate afecta, mai ales în cazul scurgerii prin valuri mari, o suprafață mare de aluviuni, pe care o deplasează ca o pînză ce se dispersează spre avale. Redepunerea se face sub formă de „dune" (la microturbulență) sau de ondulări mari cînd e vorba de macroturbulență (regimul antidunelor al lui Gilbert).

Prin transport, particulele se rotunjesc și își micșorează diametrul. Astfel, s-a calculat drumul pe care trebuie să-l parcurgă particulele de diferite roci pentru a-și reduce diametrul la jumătate; marna peste 30 km, calcarul peste 50 km, dolomitul după 60 km, gnaisul și granitul după 100—150 km, cuarțul după 150 km[1]. Diminuarea dimensiunilor se face prin spargere, șlefuire și dizolvare în timpul transportului. Dar, chiar cînd staționează, aluviunile își reduc dimensiunile (uzură pasivă) prin șlefuire sau dizolvare, aceasta fiind mai ales o funcție a timpului. Grosimea aluviunilor scade spre aval și dintr-un al treilea motiv și anume, aluviunile primite de pe versanții zonelor joase sînt totdeauna mai fine.

Pentru modelarea profilului longitudinal și transversal al rîului cît și pentru transportul în albie, mărimea aluviunilor și cantitatea acestora au o mare importanță.

Transportul în suspensie, sau prin turbulență, se referă la materiale mult mai fine, de obicei sub 0,8 mm diametru. Ele sînt cu puțin mai grele decît apa și se mențin în suspensie datorită mișcării turbulente. Între transportul de fund și cel în suspensie, există forme de tranziție, mai ales la deplasarea în pînze. Cînd viteza scade, apropiindu-se de zero, materialele în suspensie se depun. Asemenea cazuri se întîmplă destul de rar pe fundul văii, dar foarte des în luncă, cînd aceasta este inundată; de obicei, cea mai mare parte a suspensiilor este dusă pînă la mare. Volumul materialelor transportate variază în funcție de multe condiții: vegetație, climă, formele principale de relief, tipul de rocă, debit etc.

[1] Sternberg — citat de M. Constantinescu, în „Hidrologie", pag. 378.

În medie, el este cam de 0,5% pentru zona temperată și 10% pentru cea aridă. Pe teritoriul României, transportul anual de suspensii este de circa 44,5 milioane tone [1]. În anumite condiții de moment, și mai ales la torenții noroioși cu cenușă vulcanică, volumul poate atinge pînă la cel mult 80% din totalul apei. Cantitatea de suspensii variază mult chiar în aceeași secțiune și anume : de la suprafață spre fund crește (cu toate că viteza scade) ; de asemenea variază spre maluri, spre locurile de cea mai mare adîncime, precum și de la un moment la altul. În general, rîurile sînt departe de a fi saturate în suspensii, cu excepția cîtorva zone din China de nord, unde curg prin loess și pot duce pînă la 1/2 din greutatea volumului de apă, atingînd chiar stadiul de curgere mîloasă (P. Birot, 1960). Ca urmare, transportul în suspensie nu este un factor prea important pentru eroziune și nu influențează asupra profilului longitudinal al rîului.

Cantitatea de suspensii exprimată în kg/m^3 se numește turbiditate specifică. În medie, Dunărea avea la Orșova 0,26 kg pe m^3, Someșul la Jibou are 2,05 kg/m^3, Sadu la Sadu II are 0,09 kg/m^3 etc. Cantitatea suspensiilor, calculată pe un timp îndelungat dă cifre enorme. Numai Dunărea varsă anual, în Marea Neagră, 70,7 milioane tone aluviuni (I. Ujvari, 1959). Dacă raportăm aceste valori la suprafața bazinului de pe care sînt adunate aluviunile, rezultă altitudinea cu care acesta se reduce într-un anumit timp. În medie, este vorba de cîțiva centimetri pe suta de ani ; în amănunt însă, această cifră diferă mult de la un loc la altul după cum roca este mai friabilă, regiunea mai înaltă și mai fragmentată, mai despădurită etc.

Majoritatea suspensiilor provin din eroziunea areală, care afectează rocile moi ca loessul, pătura de dezagregări și solul (foarte activă în regiunile despădurite, degradate, arate — care bineînțeles au și pantă mare). O contribuție redusă are și eroziunea laterală asupra malurilor.

Transportul în soluție se face pentru materialele dizolvate sau descompuse, cum este carbonatul de calciu, sarea etc. În anumite condiții de rocă și climă, cantitatea materialelor în soluție depășește pe cea a materialelor în suspensie. Așa este cazul regiunilor calcaroase. (În zonele calcaroase cu climat oceanic temperat dizolvarea de suprafață poate fi de 20—35 m^3/an/km^2, iar cea de profunzime de 15—20 m^3/an/km^2 ; în regiunile cu climat periglaciar, dizolvarea de suprafață poate merge pînă la 70 m^3/an/km^2, iar cea de adîncime pînă la 700 m^{3}an/km^2 — după J. Corbel). Cea mai mare cantitate de materiale transportate în soluție se întîlnește în regiunile calde și umede. Aici descompunerile sînt rapide și, pe fundul rîurilor, rar se întîlnesc aluviuni grosiere. De aceea și rîurile se adîncesc încet, dar se lărgesc foarte repede, ajutate fiind de descompunerile areale.

[1] C. Diaconu, autoreferat la teza de doctorat, 1969.

b. Eroziunea

Eroziunea este acţiunea care, pentru crearea formelor de relief, apare ca cea mai importantă. Materialele acumulate sînt pînă la urmă reluate şi duse spre mare ; energia cheltuită în transport de asemenea nu apare vizibilă în mod direct. Ceea ce rămîne şi poate fi observat, pentru mult timp, este forma sculptată prin eroziune.

Există două tipuri principale de eroziune : liniară şi laterală. Accentuarea uneia sau alteia este în funcţie mai ales de panta profilului longitudinal şi de încărcătura în aluviuni grosiere.

Eroziunea liniară este denumită şi eroziune în adîncime, ea atacînd direct rocile în loc, situate în patul rîului. În principiu, acest tip de eroziune se dezvoltă atunci cînd capacitatea de transport şi competenţa rîului sînt mai mari decît volumul materialelor care vin în albie, cărate de pe versanţi sau aduse de afluenţi. Cu cît forţa disponibilă va fi mai mare cu atît puterea de eroziune în adîncime va creşte. În roci moi, adîncirea va fi rapidă, pe cînd în roci dure este înceată. Unii autori (J. B u r c a r t) [1] admite chiar că eroziunea rîurilor în roci dure şi absolut sănătoase este aproape nulă ; este necesară o prealabilă distrugere de tipul meteorizării, pentru ca eroziunea rîului să se efectueze. Totuşi, unele urme, cum ar fi striajul, marmitele etc., dovedesc existenţa acestei eroziuni şi în rocile dure. Rîul atacă mai puternic cînd e armat cu pietriş, dar atît cît să nu ducă la depunere şi la pavaj de fund. Acesta din urmă opune rezistenţă faţă de eroziune, ca o platoşă.

Există mai multe forme prin care apele curgătoare erodează în adîncime. Aceste forme sînt în strînsă legătură cu tipurile de scurgere şi de transport, care la rîndul lor depind de pantă, forma albiei (în profilul transversal) şi debit (lichid, dar şi solid). Cea mai mare importanţă o are scurgerea turbulentă şi pietrişurile de fund a căror forme impun de obicei tipuri variate de eroziune.

— Curgerea în spirală creează o eroziune cu caracter de sfredelire ; de cîte ori marginea unei spire atinge fundul albiei îl „muşcă" (erodează) în locul respectiv ; fenomenul este vizibil pe talvegul unor torenţi care prezintă, din loc în loc, zone mai scobite despărţite de praguri.

— Curgerea turbionară duce la eroziunea fundului, atunci cînd unul din capetele axei turbionului atinge roca din pat. Eroziunea se deplasează o dată cu turbionul.

— Există şi turbioane (ochiuri) care stau pe loc o perioadă îndelungată de timp, fixate de existenţa unor praguri. Ele scobesc, printr-o mişcare giratorie, nişte excavaţiuni adînci şi rotunde, denumite m a r m i t e sau „oalele giganţilor". Vîrtejurile antrenează şi pietriş, cu care şlefuiesc pereţii şi fundul excavaţiunii. Marmitele se întîlnesc în roci dure, mai ales în calcare (pe defileul Dunării, adîncimea lor se apropie de nivelul Mă-

[1] Citat de P. B i r o t (1960)

rii Negre). Prin lărgirea diametrului, ele se pot îngemăna, creînd, în ultimă instanță, un jgheab pe fundul albiei.

— Un alt mod de adîncire a talvegului este acțiunea ce duce la r e t r a g e r e a c a s c a d e l o r. Fenomenul este observabil la rîuri cu debite mari și se petrece astfel : apa căzînd de pe cascadă izbește, prin propria sa greutate, rocile de la piciorul abruptului pe care le sfărîmă (fig. 81). Totodată, provoacă o mișcare agitată turbionară, care atacă baza cascadei, creînd aici o firidă. Un rol deosebit pare a-l juca așa-numitul fenomen de c a v i t a ț i e. Este vorba de golurile produse într-un curs rapid de apă, acolo unde presiunea diminuiază brusc ; apa năvălește în aceste goluri, producînd izbiri puternice. Viteza minimă pentru apariția cavității este de circa 13 m/sec. Eroziunea de la baza cascadei este cu atît mai eficace cu cît apa antrenează și bucățile rupte din rocă. Porțiunea rămasă deasupra firidei se dărîmă, cu timpul, sub propria sa greutate (fig. 82). Firida continuă să se formeze mai spre amunte provocînd noi dărîmături din plafon. Astfel, abruptul cascadei se deplasează încet în susul talvegului. S-a măsurat, de exemplu, retragerea cascadei Niagara,

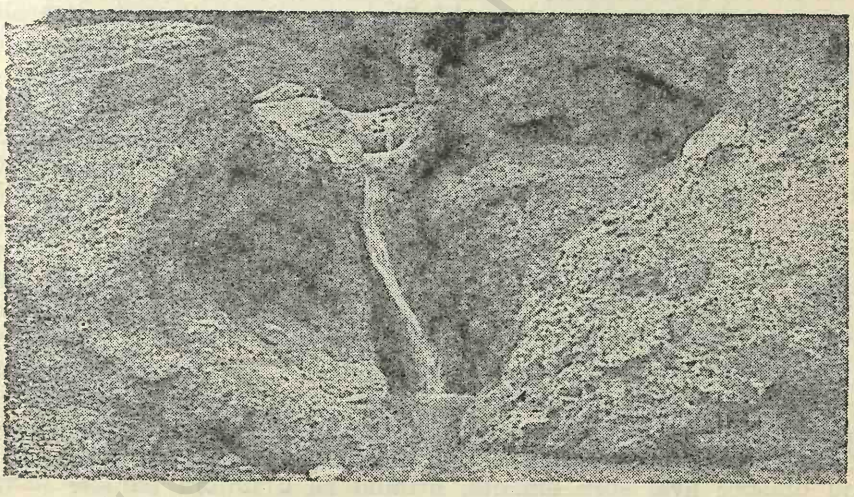


Fig. 81 — Cascadă în Depresiunea Titești (foto, N. P o p e s c u).

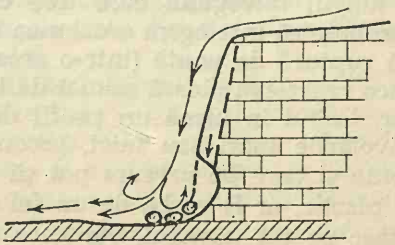


Fig. 82 — Retragerea cascadelor.

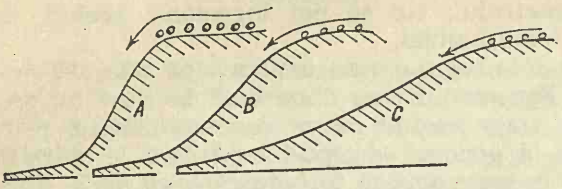


Fig. 83 — Dispariția cascadelor la rîurile ce transportă pietriș.

apreciată între 0,60 și 1,64 m pe an. Multe din cascadele mari (pe Zambezi în Africa, Iguassu în America de Sud ș.a.) formează, în urma retragerii lor, chei adînci dispuse în zigzag. Fenomenul de retragere a cascadelor este întîlnit în toată splendoarea sa la rîurile din regiunile calde care transportă numai materiale în suspensie și în soluție. Rîurile cu debite mici și cascade înalte nu duc la retrageri, deoarece apa se pulverizează în cădere și nu are efect de izbire la bază. Rîurile mari provoacă cele mai spectaculoase retrageri. În regiunile temperate materialele grosiere, tîrîte pe fund, atacă și distrug foarte repede muchea cascadei, atenuîndu-i continuu înclinarea pînă ce rămîne un prag, care apoi este și el integrat profilului general al rîului (fig. 83). Majoritatea cascadelor sînt, la origine, rupturi tectonice. Mai rar, ele provin din adîncirea rîului peste structuri diferite, sau din deplasarea laterală în alterările regiunilor calde, unde se pot impune epigenetic peste sîmburi de rocă nedescompuși (căpățîni de zahăr).

— O altă formă de eroziune o constituie striajul longitudinal. Este vorba de o sgîriere a rocilor, ce alcătuiesc patul rîului, pe o direcție longitudinală cursului și care se execută cu ajutorul aluviunilor tîrîte pe fund. La eroziunea prin striare contribuie toate formele scurgerii dar mai ales cea în valuri.

Cele mai importante forme de relief create de eroziunea în adîncime sînt: talvegul și albia minoră, iar din adîncirea continuă rezultă versanții văii.

Eroziunea regresivă. Din analiza formelor de eroziune, indicate mai sus, reiese că toate sînt, în general, mai active acolo unde panta talvegului este mai înclinată. Aceste porțiuni, fiind erodate cu putere, sînt împinse continuu în susul apei și o dată cu ele se deplasează și zona de maximă intensitate a eroziunii. Forma aceasta care se deplasează continuu dinspre aval spre amonte, urmînd ca o umbră pantele mari, se numește eroziune regresivă. Ea se aplică, sub formă de lege, nu numai pentru cascade sau abrupturi mari ci pentru orice denivelare din lungul talvegului care iese cîtuși de puțin în evidență. De aceea, nu trebuie să înțelegem eroziunea regresivă ca pornind numai de la o singură ruptură de pantă (într-o accepțiune mai veche se considera că eroziunea regresivă pleacă numai de la nivelul de bază și urcă continuu spre izvor, lăsînd în urmă un profil de echilibru), ci ca pornind de la toate denivelările mari sau mici, încontinuu erodate, care sînt împinse spre amonte și care pe parcurs pot să dispară și să apară altele noi. Vorbind mai plastic, ar fi vorba de un fel de valuri, mai mari sau mai mici, care se nasc pe tot talvegul, dar care o dată apărute nu se propagă decît în

susul văii, pînă dispar și apar altele noi. Eroziunea regresivă se desfășoară pe porțiuni, pe tot parcursul rîului și în tot timpul. Cu toate acestea, este normal ca, între două porțiuni diferite ale talvegului, cea din avale să fie întotdeauna și cea mai erodată. Aceste „valuri" de eroziune, ce urcă dinspre avale, reduc înclinarea talvegului, tinzînd spre realizarea așa-zisului profil de echilibru.

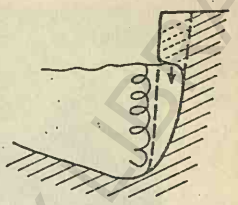


Fig. 84 — Eroziunea laterală a malului.

Eroziunea laterală afectează malurile rîului. Ea atacă de obicei tot prin turbioane. Acestea se deplasează pe firul apei și, la coturi și meandre, ating malul, erodîndu-l și formînd o surplombă, care ulterior se dărîmă (fig. 84). Cele mai puternice turbioane apar la apele mari ; surplombele nu cedează atît timp cît ține viitura, din cauza presiunii hidrostatice. Cînd viitura scade, începe dislocarea malului.

Cea mai eficientă eroziune laterală are loc atunci cînd, din diferite cauze, eroziunea în adîncime e paralizată. Una din aceste cauze este atingerea unei pante puțin înclinate. În acest caz, albia este pavată cu aluviuni, de calibre diferite dar în general grosiere, depășind competența obișnuită a rîului. Surplusul de forță se consumă în erodarea laterală a malurilor formate din aluviuni fine, din alterări sau roci în general mai moi decît pavajul de fund. Eroziunea laterală este efectuată mai ales de stratele de suprafață unde apa e mai limpede și are viteze mai mari.

Eroziunea laterală se manifestă puternic la ieșirile din munte ale rîurilor sau la confluențe, cînd afluenții aduc pietriș mult ce depășește competența colectorului. Din cauza reducerii pantei și a vitezei se formează, în aceste locuri, un pavaj de fund alcătuit din bolovani ce nu pot fi deplasați mai departe decît după ce s-au micșorat prin descompunere și dezagregare. Pavajul oprește eroziunea liniară dar declanșează enorm pe cea laterală (fig. 85). Cînd malurile sînt formate din roci moi, văile se lărgesc mult apropiindu-se unele de altele, dînd un fel de depresiuni de contact, înșirate la piciorul muntelui și care, adesea, se leagă între ele prin înșeuări de obîrșie. În partea din aval a dispersării pavajului (conului) profilul longitudinal al văii rupe de pantă, iar cel transversal se îngustează.

Eroziunea laterală este vizibilă pe toate conurile de dejecție ale rîurilor temperate. Rîul ce construiește conul curge totdeauna lateral, fugind pînă la baza versantului, deoarece pavajul cel mai grosier se găsește tocmai pe centrul conului. Numai la cele formate din materiale foarte fine, rîul poate să curgă și pe centrul conului.

Cea mai accentuată eroziune laterală se întîlnește la ieșirea din munte a rîurilor din regiunile semi-aride. Ele dau viituri sub formă de valuri (sheet-flood) ce se dezlănțuie ca un potop. Aici eroziunea laterală atacă puternic chiar baza abruptului muntos și se îmbină sau se transformă, spre avale, într-o adevărată eroziune areală, modelînd acele glacisuri de eroziune sau pedimente. În aceste regiuni înseși ravenele provoacă

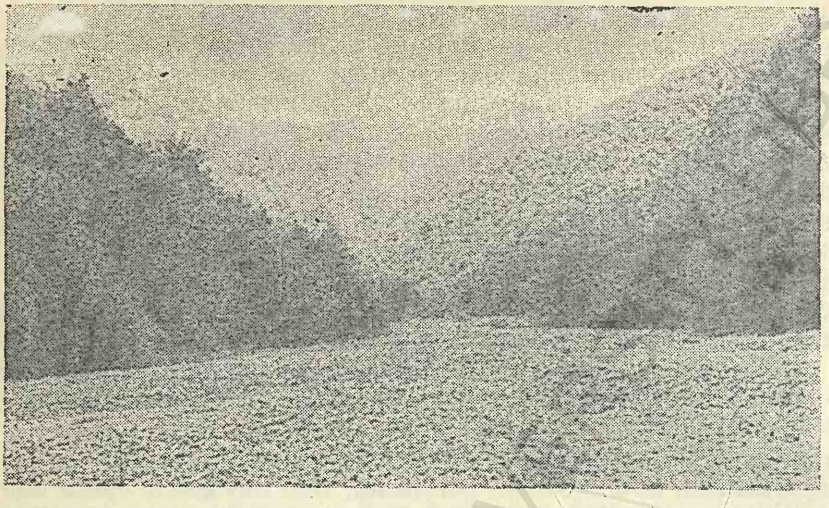


Fig. 85 — Lărgirea bruscă a văii din cauza pavajului de fund în Munții Almăjului (foto, Gr. Posea).

o puternică eroziune laterală. Ele, dezvoltîndu-se pe pătura de sol care e foarte subțire, ating repede roca în loc, uscată și nedezagregată, pe care deviază lateral spălînd solul. Se pare că acest tip de eroziune, laterală, a fost dominant și în țara noastră pînă în villafranchian inclusiv.

În regiunile calde și umede eroziunea laterală trece înaintea celei de adîncime, chiar dacă rîul nu a ajuns la profil regularizat. Adîncirea rîurilor este paralizată, după unii autori (J. Tricart) [1], din cauza depunerii pe fundul albiei a unei spoieli de fier și magneziu ce ar proteja patul rîului. Alții explică acest fapt prin eroziune diferențială (P. Birot, 1960). Alterarea chimică de versant ar fi mai activă ca cea fluvială și, de aceea, rîul roade mai mult lateral, în alterări. Albia lățindu-se foarte mult, conduce concomitent la scăderea forței de eroziune în adîncime. Cele mai mari lărgiri, la rîurile zonelor calde, se întîlnesc în dreptul cascadelor, invers decît în regiunile temperate.

Și în regimul periglaciar eroziunea laterală poate deveni preponderentă, mai ales în două cazuri. Primul, cînd dezagregările de versant, ajunse în albie, sînt de calibru ce depășesc competența rîului. Al doilea, cînd solul peste care curge rîul este înghețat, iar malurile s-au dezghețat mai repede. Este cazul rîurilor siberiene, ce curg spre nord și care se dezgheață progresiv dinspre amunte. Aici se adaugă și ghețurile plutitoare care izbesc și rod malurile.

Rezultă că eroziunea laterală este puternică în regiunile calde, în cele periglaciare, în zonele joase și pe văile ajunse la profil de echilibru.

[1] Citat din P. Birot, 1960.

În procesul modelării ea se îmbină totuşi cu eroziunea liniară, dar şi cu cea areală (la baza abrupturilor din climatele semiumede).

Formele principale de relief la care dă naştere eroziunea laterală sînt : maluri abrupte (nu versanţi prelungi), lunci, terase, culoare largi în zonele muntoase, conuri de eroziune în regiunile semiaride, glacisuri şi depresiuni de contact.

c. Acumularea

Acumularea aluviunilor se face fie în cadrul albiei, fie la gurile rîurilor. În cadrul albiei se poate delimita o aluvionare pe fundul albiei minore, în care domină materialele cele mai grosiere, şi o aluvionare în cadrul albiei majore, cu materiale foarte fine, provenite din suspensii. Acumulările din albia minoră sînt într-o continuă transformare şi mişcare, ele avînd caracter de tranzit. Granulometria lor descreşte de la izvor spre vărsare. Confluenţele şi aportul de versant schimbă local această regulă generală.

Acumulările de la gurile rîurilor pot fi şi ele de mai multe feluri: rîurile torenţiale dau conuri de dejecţie la intrarea în albiile majore ale colectorului principal ; cînd forţa şi competenţa afluentului este mare, el poate împinge o parte din materiale în albia minoră a colectorului, construind o insulă (exemplu, fosta insulă Ada-Kaleh construită din aluviunile Cernei) ; la ieşirea din zona muntoasă conurile de dejecţie se pot îmbina în glacisuri aluviale sau chiar piemonturi; în apropierea vărsării în mare sau ocean, rîurile construiesc aşa-numitele cîmpii de nivel de bază şi, în anumite condiţii, delte.

Pentru reconstituiri paleohidrografice, o mare importanţă o are studiul acumulărilor aluviale sub aspect granulometric, structural, petrografic etc. Primele caractere sînt în strînsă legătură cu regimul rîului care le-a depus etc. Un rol deosebit se acordă orientării axei mari a fiecărei particule. După fiecare salt, pe care îl face în transport, pietrişul se opreşte cu axa mare dispusă perpendicular pe direcţia curentului. În schimb, grăunţii de nisip şi prundişul mic se dispun paralel. În deltele fluvio-glaciare şi pietrişul se dispune tot paralel. Pe cale de laborator s-a putut stabili că preponderenţa dispunerii aluviunilor este impusă nu numai de curent ci şi de pantă. Pînă la 15° curentul este cel ce influenţează preponderent dispunerea axei ; la 30° panta impune orientarea (Johansson C. E., 1963).

5. IMPORTANŢA VIITURILOR PENTRU EROZIUNE ŞI TRANSPORT

Pentru geomorfologie sînt importante, adesea, nu manifestările medii ale unor fenomene, cum ar fi scurgerea, ci extremele şi ritmul acestora. În cazul rîurilor, viiturile rod şi transportă uneori enorm mai multe aluviuni

decît în tot restul timpului cînd curgerea este normală. O asemenea viitură, care evacuează tot materialul dezagregat şi acumulat pe fundul albiei, lasă loc pentru noi descompuneri şi dezagregări, reduce pentru mult timp posibilitatea ca debitele să se poată încărca la maximum cu aluviuni şi deci, lasă forţă liberă pentru eroziune. Marile viituri spală toate conurile de dejecţie ale afluenţilor, făcîndu-le să reînceapă o perioadă de eroziune şi apoi de acumulare etc. Aceste fenomene catastrofale introduc în mersul eroziunii şi transportului impulsuri sau ritmuri care reaccelerează eroziunea de vale. Sub acest aspect, rîurile temporare din zona semiaridă nu se deosebesc prea mult de cele temperate.

Viiturile se produc rar ; ele pot avea frecvenţă seculară, iar cele excepţionale sau conjuncturale chiar milenară. Rolul lor, în modelare, rămîne însă covîrşitoare.

6. PROFILUL DE ECHILIBRU

Profilul de echilibru stă la baza întregii morfologii fluviatile sau „normale" (H. Baulig, 1950). Prin profil longitudinal al văii se înţelege linia care uneşte punctele cele mai joase ale albiei. În primele stadii de evoluţie, el prezintă multe neregularităţi, are multe rupturi de pantă, eroziunea îi atacă cu putere porţiunile cu pantă mare. Cu timpul, orice curs de apă tinde să-şi adîncească talvegul şi să creeze un profil longitudinal în care pantele mari şi contrapantele să fie distruse. La capitolul „torenţi" s-a subliniat cum această acţiune este canalizată spre formarea unui profil longitudinal de echilibru sau chiar un profil limită. Analizînd şi forţa rîului, a rezultat că, pentru o porţiune restrînsă (pentru două puncte alăturate), forţa netă tinde să devină egală cu zero, adică scurgerea tinde local spre crearea unei pante de echilibru (v. fig. 80).

Profilul longitudinal al rîului este format însă dintr-o infinitate de puncte ; faptul că pe un mic segment s-a creat o pantă de echilibru, poate duce la ruperea echilibrului faţă de punctele vecine. Acest lucru este nu numai posibil ci chiar real, pentru că în acţiune intră un complex de forţe variabile : viteze şi forme diferite de mişcare ale particulelor de apă, debit şi încărcătură variabilă, rezistenţă diversă a rocilor din pat ş.a. Ca urmare, realizarea locală a unei pante de echilibru este ceva efemer, de moment. Dar acest rezultat local şi de moment se încadrează într-o acţiune generală, care tinde să construiască pentru tot talvegul o pantă de echilibru. Profilul longitudinal al rîului, care pentru fiecare două puncte alăturate are o pantă de echilibru, adică nici nu aluvionează nici nu roade în mod sensibil, se numeşte *profil de echilibru.* Există şi alte denumiri cum ar fi : *profil de echilibru provizoriu, ideal* (Iovanovici, 1940 ş.a.), *echilibrat* (Posea, 1962, p. 174), *dinamic* (H. Baulig, 1950 ş.a.). Aceste denumiri indică adesea şi înţelesurile diferite care se dau noţiunii respective.

Profilul de echilibru exprimă, în fond, un stadiu evolutiv în care rîul şi-a creat o pantă ce frînează acţiunile spasmodice ale eroziunii în adîncime. La o astfel de pantă, albia se acoperă cu o peliculă de aluviuni ; ca urmare, erodarea rocilor din pat se face numai prin filtrul acestui tampon, care va suporta, de acum, şi toate şocurile eroziunii liniare. În acest stadiu s-a realizat un anume raport, sau echilibru, între următoarele variabile : debit, viteză, masa şi calibrul materialelor transportate, rezistenţa rocilor din pat (a aluviunilor). Dintre aceste variabile apar ca date, pentru fiecare loc, debitul şi aluviunile. În funcţie de ele se reglează panta rîului, precum şi profilul transversal al albiei şi adîncimea apei. De fiecare dată, aceste elemente se ajustează reciproc într-o serie de combinări posibile, locale, spre a menţine echilibrul. Pentru un debit dat şi un diametru reprezentativ al aluviunilor există un profil transversal optim, acela care permite luarea în şarjă a unui debit solid maxim pe o pantă minimă (după P. Birot, 1961) ; ansamblul acestor pante minime constituie profilul longitudinal de echilibru. De aceea, se poate considera că profilul de echilibru este, în primă instanţă, o expresie a competenţei şi a capacităţii de transport a rîului, este un echilibru între forţă (debit-viteză) şi încărcătură (masă şi calibru maxim al aluviunilor).

Adîncirea albiei nu încetează o dată cu atingerea acestui profil şi, cu atît mai puţin, nu încetează evoluţia văii. Ea devine numai mult mai înceată şi echilibrată ; între roca din pat şi rîu se interpune pătura de aluviuni, la fel cum, pe versant, se interpune pătura de alterări. Rîul continuă să roadă aceste aluviuni. Dar eroziunea are loc numai în măsura în care ele îşi reduc calibrul şi în măsura în care se produce o regenerare compensatorie, fie din alterarea în loc, fie din materialele de tranzit. Patul rîului se adînceşte, dar numai prin intermediul acestui tampon aluvial şi cu o viteză egală cu cea de reducere a versanţilor sau chiar mai redusă. Profilul de echilibru este deci dinamic (nu static). Toate echilibrele naturale sînt mobile şi provizorii şi tocmai de aceea ele sînt durabile (Baulig, 1950).

Stadiul de profil de echilibru trebuie înţeles nu ca un moment, ci ca o întreagă etapă evolutivă a albiei unui rîu şi a văii în ansamblu, etapă care are un stadiu incipient în care echilibrul abia se încheagă, şi stadii din ce în ce mai avansate. În aceste ultime stadii echilibrul se perfectează tot mai mult nu numai ca pantă longitudinală dar mai ales în profil transversal şi ca sinuozităţi în plan. Ba chiar, cum se va vedea, se tinde la formarea unui profil de echilibru al debitelor mari (al luncii) şi un altul al debitelor mici, care în plan are un traseu foarte meandrat.

Pătura de aluviuni, structura şi dispunerea ei joacă rolul cel mai important în menţinerea echilibrului. Cînd forţa rîului creşte momentan, el roade din aluviuni, se încarcă cu ele, şi, ca urmare, forţa de eroziune descreşte. Cînd pătura de aluviuni se îngroaşă mai mult decît îi este necesar echilibrului, rîul creează spontan o serie de ondulări pe fund (dune, insule etc., de mărimi şi la distanţe variabile) care impun o anume creştere a turbulenţei, mărirea vitezei de fund şi noi posibilităţi de erodare.

De asemenea, eroziunea laterală și profilul transversal contribuie la menținerea echilibrului. Acestea, în funcție de panta dată, reglează cantitatea de aluviuni pe care rîul o va lua în transport, din materialele venite de pe versant sau rupte din malul însuși al rîului ; cînd apa are putere disponibilă, rîul se apropie de mal sau de versant, roade și se încarcă ; cînd nu are forță, se retrage spre centrul albiei, evitînd supraîncărcarea. De aici rezultă fasonarea foarte diversificată și sensibilă în același timp, a profilului transversal al albiei, atunci cînd rîul ajunge la pantă longitudinală de echilibru ; în timp, se tinde totuși, spre anumite forme geometrice care să permită un consum minim de energie dar cu transport maxim.

În sens longitudinal profilul de echilibru are aspectul unei concavități ce descrește spre aval, tăind în mod secant oglinda mării (fig. 86). În amănunt, această curbă se descompune în segmente cu înclinări diferite, despărțite prin rupturi de pantă, specifice anumitor unități de relief. Curba generală este tot mai înclinată spre amunte și se explică prin concentrarea debitelor spre avale, prin uzura aluviunilor în același sens (ceea ce solicită o forță de transport mai redusă), prin diminuarea pantelor medii ale versanților din regiunile joase (ceea ce face ca aluviunile de pe versant să fie tot mai fine). Rupturile de pantă rezultă din aluviunile grosiere aduse de afluenți și care depășesc competența colectorului, în locul dat. Ele îl obligă să mențină o pantă mai crescută imediat în avale de confluență. De asemenea, existența locală a unor versanți ce furnizează aluviuni grosiere impune rîului o pantă de echilibru mai înclinată. Anumite rupturi rezultă însă din faptul că rîul și-a realizat profilul de echilibru numai pe anumite sectoare, create din roci mai moi, despărțite între ele de sectoare neajunse încă la echilibru. Profilul sectoarelor poate avea deci o pantă mai înclinată sau mai puțin înclinată, poate fi concav sau convex. Cîteva exemple : dacă rîul primește un afluent cu foarte multe aluviuni, în raport cu colectorul principal, atunci panta de echilibru crește ca înclinare (aluviunile primite fiind grosiere trebuie să-i crească competența, altfel ele vor fi depuse) ; dacă primește un afluent cu debit mare, dar cu aluviuni reduse în raport cu ale colectorului, atunci panta scade (o parte din aluviuni le va transporta apa afluentului). Cînd aceste modificări ale raportului debit-încărcătură nu sînt bruște (ca la confluențe) ci lente, atunci sectorul capătă forma

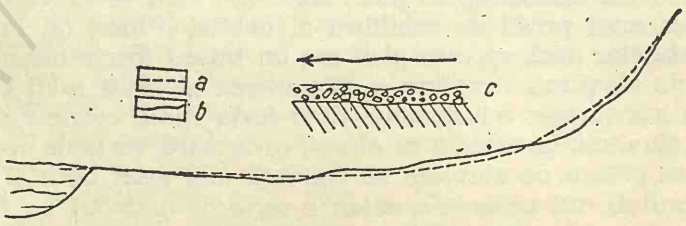


Fig. 86 — Profil de echilibru:
a — generalizat; *b* — real; *c* — secțiune.

concavă sau convexă (în locul rupturii de pantă) ; dacă pe o lungă porțiune evaporarea este mare, debitul scăzînd simțitor dar aluviunile rămînînd relativ aceleași, atunci sectorul devine ușor convex (o pantă care crește ușor spre avale — cazul Dunării în Cîmpia Panonică ; fenomenul se petrece invers cînd debitul rămîne constant sau crește, iar calibrul aluviunilor scade ca urmare a uzurii de transport.

Cu toate acestea, profilul de echilibru are, în mare, o formă concavă, pentru că debitul crește spre avale, raportul debit-aluviuni crește și el, iar eroziunea regresivă este și ea, totdeauna mai activă, tot din avale spre amunte. De aceea, rupturile de pantă ale profilului de echilibru (deși constituie o caracteristică a sa) apar ca accidente a căror cauză se impune a fi lămurită prin studii locale. Așa, de exemplu, G o r e ț k i, pentru rîul Ciusovaia, din Ural, indică opt cauze diferite (K. M a r k o v, 1948).

Formarea profilului de echilibru este înainte de toate operă a eroziunii regresive în înțelesul dat anterior. Datorită acestui fapt, porțiunile din avale, ale rîului ajung mai repede la profilul de echilibru decît cele din amunte. Cu toate acestea, pot exista condiții favorabile ca o porțiune foarte întinsă dintr-un rîu, situată în partea sa mijlocie sau chiar superioară, să-și creeze un profil provizoriu de echilibru mai înaintea unor regiuni inferioare. În asemenea cazuri, porțiunea respectivă a evoluat mai repede ; dar, în ultimă instanță, va trebui să se pună de acord cu profilul porțiunii din avale.

Caracteristica esențială a profilului de echilibru este faptul că toate punctele sale formează o curbură care evoluează mai mult sau mai puțin solidar. Și înainte de a se ajunge la echilibru, există o dependență între eroziune și acumulare, dar pe distanțe mici. Eroziunea era cea care domina, acumularea era temporară și sporadică, iar echilibrul, între acestea două, era local și momentan. La profil de echilibru această dependență este deosebit de accentuată, pentru toată albia ; dacă un punct al curbei suferă o ridicare sau o coborîre, atunci toate punctele execută o anumită mișcare, pentru a readuce curba la echilibru. Acest fapt nu trebuie înțeles mecanic (cum înțelegeau eustaticienii). Așa, de exemplu, dacă gura unui rîu se ridică cu 1 m, nu înseamnă că pe tot parcursul său rîul va depune un strat de aluviuni de 1 m ; el va aluviona numai pînă la o oarecare distanță spre amunte, formînd local o nouă pantă care se va solidariza într-un nou profil de echilibru. Mișcarea, sub formă solidară a punctelor de pe profil, este în funcție de raportul dintre mărimea fenomenului care a scos un sector al curbei din echilibru general și mărimea întregului profil (în exemplul anterior, ridicarea cu 1 m, la un rîu care are o lungime de 150 km, nu are influență, pentru curba generală, aproape de loc). În unele cazuri coborîrea gurii de vărsare duce chiar la ridicarea unor puncte de pe profil ; așa, de exemplu, Marea Caspică, din 1930 pînă în 1956, a scăzut cu doi metri și, în unele locuri, linia de țărm s-a îndepărtat cu 30 km ; profilele rîurilor, în situația respectivă, și-au înălțat puțin punctele vechilor guri de vărsare.

În natură, profilul de echilibru se recunoaşte prin aceea că pătura de aluviuni de pe fundul albiei este subţire dar continuă, iar panta este uniformă pentru fiecare tip de sector. În locul unde rîul roade prea mult înseamnă că el se află deasupra profilului de echilibru, iar cînd aluvionează prea mult (pătura de aluviuni este mai groasă decît amplitudinea viiturilor), el se află oarecum sub profilul de echilibru. Ultimul caz se poate întîlni la multe din rîurile de cîmpie (Siretul, Bega, Timişul etc.). Această supraaluvionare poate fi rezultatul a diferite cauze : în unele locuri este vorba de subsidenţe sau de ridicări ale nivelului mării (eustatism pozitiv) dar, în cele mai multe cazuri, rîurile moştenesc o situaţie impusă de ultimul periglaciar sau de despăduririle şi culturile extensive, recente. Atît îngrămădirile de materiale periglaciare, rămase în albii, cît şi despăduririle şi culturile au mărit foarte mult cantitatea de aluviuni ce trebuia transportată (raportul debit-aluviuni s-a redus sub limita condiţiilor climatice temperate) şi atunci aluvionarea a devenit abundentă. În plus, imediat după ultimul periglaciar, rîurile se aflau sub profilul de echilibru specific pentru rîurile temperate ; erau rîuri încă „neadaptate" ca profil noilor condiţii. Cu excepţia zonelor de subsidenţă şi a celor defrişate, această supraaluvionare pare azi să fie relativ încheiată. Un exemplu îl oferă valea Nerei, în depresiunea Bozovici, a cărei luncă era pînă nu de mult complet inundabilă şi mlăştinoasă (vezi hărţile vechi austriece), iar în prezent chiar pînza freatică din luncă a scăzut mult.

Din uşoara aluvionare ce caracterizează profilul de echilibru rezultă că el se formează la ape mari şi că reprezintă, în general, panta albiei majore şi nu a talvegului propriu-zis. Se poate însă ca şi apele medii să impună formarea, pe alocuri, a unui profil propriu de echilibru ; cazul se întîmplă la rîuri mici cu lunci largi formate din roci moi şi care transportă puţine aluviuni de fund. În asemenea cazuri, panta de echilibru a debitelor medii şi mici este mult mai redusă şi, ca urmare, albia minoră a rîului va meandra puternic şi se va adînci, ca un şanţ, în luncă (valea Dobricului, afluent al Lăpuşului, este un caz dintre cele mai tipice). Dar, fenomenul se poate produce, la o evoluţie avansată, şi la rîuri mai mari. Aluvionarea continuă a luncii duce la înălţarea ei, ceea ce reduce uneori amploarea inundaţiilor ; apa se concentrează pe o secţiune mai mică, făcînd să crească forţa de eroziune şi de transport a rîului. Acesta îşi formează un nou profil de echilibru — al albiei minore.

Grosimea păturii aluviale de echilibru nu este uniformă pe tot parcursul, ci numai pe sectoare ; în general ea creşte spre aval, unde se şi lăţeşte, ajungînd la adevărate cîmpii aluviale. De asemenea, la majoritatea rîurilor, realitatea indică trei sectoare principale ; unul superior în care domină eroziunea (chiar dacă se face prin intermediul unei pături aluviale care este în continuă reîmprospătare), altul inferior unde domină acumularea şi un al treilea — neutru, de legătură, sau de echilibru propriu-zis, unde domină transportul. Locul de întîlnire al celor două sectoare extreme a fost numit p u n c t n e u t r u sau de echilibru (L. T r e v i s a n, 1949). Acest punct nu este fix ci urcă şi coboară pe un mare sector, în funcţie de debitul rîului. La etiaj acţiunea fluviatilă e foarte re-

dusă, transportul aproape inexistent și, ca urmare, pe tot parcursul rîului se resimte un proces sensibil de eroziune, fără punct neutru. Cînd apele cresc, aluviunile aduse devin tot mai abundente și punctul neutru se deplasează spre amunte. O dată cu descreșterea nivelurilor, punctul neutru coboară și el. Cu cît rîul este mai avansat în formarea profilului de echilibru cu atît oscilarea punctului neutru cuprinde un sector mai alungit.

Profilele de echilibru și clima. Condiția esențială a echilibrului fluviatil este existența unui pat aluvial efectiv mobil (B a u l i g, 1950). Cu aluviunile respective și în funcție de calibrele lor, rîul își reglează continuu panta locală și forma patului. În climatele temperate, rîurile au aluviuni grosiere cu care erodează denivelările din lungul patului, regularizîndu-și relativ repede profilul longitudinal și intrînd în stadiul incipient de echilibru dinamic. O dată depuse pe fundul albiei, aluviunile constituie o rezervă în care scurgerea își redistribuie continuu forțele sale, în funcție de rezistența întîmpinată la deplasare.

Opusul acestei situații se întîlnește în regiunile calde și umede. Descompunerile aici sînt rapide, rîurile nu au aproape de loc aluviuni grosiere, transportul efectuîndu-se în suspensie și soluție. Unde rocile din pat sînt moi, rîul se adîncește repede, în schimb peste rocile dure eroziunea este aproape tot așa de înceată ca și pe versanți. Aceste rîuri nu au acel pat aluvial mobil, necesar echilibrului și, de aceea, ele rămîn neregularizate ca pantă longitudinală. Profilul lor este o înșiruire de segmente, adaptate bine la structură, situate la diferite altitudini și despărțite între ele prin cascade surprinzător de înalte (fig. 87). Se citează, ca exemplu, afluenții Amazonului sau ai Congoului.

O situație similară se întîlnește și la unele rîuri carstice care nu cară aluviuni grosiere, ci numai soluții. Profilul lor prezintă de asemenea multe rupturi de pantă și cascade.

Dar chiar în zonele climatice unde există pat mobil de aluviuni, înclinarea profilelor de echilibru prezintă mari diferențieri locale sau generale. În principiu, cu cît aluviunile sînt mai grosiere cu atît panta de echilibru va fi mai înclinată. Bineînțeles, că la aceasta contribuie și alți factori, mergîndu-se pînă la forma bazinului, modul de ierarhizare al afluenților, petrografia aluviunilor etc. Pe regiuni mari, generalizările apar în funcție de treptele de relief și de zona climatică. Astfel, profilele din zonele glaciară și periglaciară au, în sectorul superior, o încărcătură-calibru mare, ce descrește repede spre avale ; panta va fi foarte înclinată, de

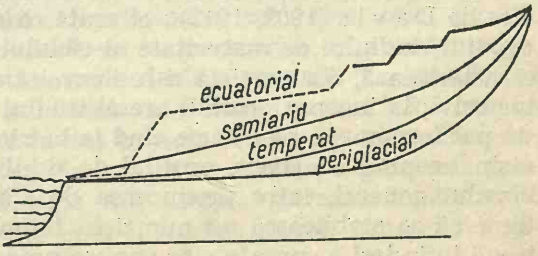


Fig. 87 — Tipuri de profile longitudinale.

aspect concav. În sectorul inferior încărcătura se micşorează mult mai lent, iar debitul, care îşi are originea în regiunea de topire, nu va mai creşte ; ca urmare, panta va descreşte din ce în ce mai încet (fig. 87), ba uneori va aluviona, înălţîndu-şi patul.

Rîurile regiunilor semiumede şi semiaride, au regim spasmodic. Ele se încarcă, la primele viituri ale anotimpului ploios, cu cantităţi enorme de aluviuni inclusiv de calibru mare. Pentru a le transporta, panta lor trebuie să se menţină mult mai înclinată pînă la gura de vărsare (fig. 87).

Concluzii. Profilul de echilibru reprezintă curba longitudinală a albiei rezultată din atingerea unui echilibru dinamic între forţa rîului (debit-viteză) şi aluviunile pe care trebuie să le transporte (este deci o pantă de transport). Relieful, inclusiv talvegul, continuă să evolueze uşor şi uniform şi după atingerea profilului de echilibru. Punctele profilului evoluează solidar şi sînt uşor mobile, cu excepţia celui prin care se leagă de nivelul de bază. Profilul are, în mare, aspectul unei curbe concave dar, pe parcurs, prezintă şi sectoare convexe precum şi rupturi de pantă, mai ales la confluenţe. Schimbarea nivelului de bază (ridicare sau coborîre) precum şi schimbarea debitului lichid şi solid (schimbări climatice, captări ş.a) duc la readaptarea profilului sub forma unui nou complex de pante longitudinale şi transversale.

Scurt istoric. Noţiunea de profil de echilibru este şi azi mult discutată şi înţeleasă în diferite sensuri pe care unii cercetători i le-au dat în decursul timpului. Prima etapă aparţine inginerilor hidrotehnici : Guglielmini (1697), A. Surell (1841), Dauss ş.a. Urmează etapa geografilor, începînd cu J. W. Powell (1875), care introduce noţiunile de nivel de bază general, local şi temporar. G. K. Gilbert (1877), ocupîndu-se de încărcătura-limită, arată că aceasta este maximă la viituri şi deci atunci s-ar forma profilul de echilibru. Urmează : A. Heim (1878), A. Philipson (1886), dar mai ales De la Noë şi Emm. de Margerie (1888—1910) care sistematizează noţiunile de nivel de bază şi profil de echilibru, introducîndu-le definitiv în geomorfologie ; ei însă preiau eroarea lui Philipson că profilul de echilibru ar fi definitiv. A. Penck (1889) arată însă că echilibrul nu constituie de loc sfîrşitul eroziunii. O serie de erori anterioare sînt reproduse de A. de Lapparent (1896) şi reluate în parte de : Haug (1907), Berthaut (1909), Supan (1916), Marotnne (1920). Paralel, sînt formulate şi alte idei noi, introduse mai ales de Davis (1902, 1912) ; el arată că profilul de echilibru apare la începutul stadiului de maturitate al ciclului geomorfologic, stadiu pe care îl caracterizează, dar persistă şi se dezvoltă o dată cu ciclul pînă la bătrîneţe inclusiv ; la început profilul are altitudini ridicate, rîul curge repede şi pe un pat format din pietriş, pe cînd la bătrîneţe el curge lent şi pe un pat de nisip.Începînd cu Davis, profilul de echilibru devine un element al echilibrului general, între producerea de sfărîmături şi evacuarea lor, care tinde să se stabilească nu numai în lungul talvegurilor dar şi asupra întregii întinderi a suprafeţelor expuse proceselor eroziunii (Baulig, 1950).

După 1940 apar studii şi mai detaliate asupra profilelor de rîuri. P. S. Iovanovici (1940) introduce o metodă geometrică de tratare a problemei, prin reducerea proporţională a profilelor reale spre a le putea compara. După el factorul principal este debitul şi în funcţie de el determină profilul ideal. Urmează apoi corective introduse de structura geologică, vegetaţia bazinului, nivelul de bază şi durata acţiunii tuturor acestor factori. Recent s-a dovedit că metoda sa nu are nici o valoare, deoarece raporturile de similitudine între rîuri nu comportă numai lungimi ci şi suprafeţe, volume etc., de unde pretenţia de „analiză genetică" e compromisă (Baulig, 1950). În plus, nu sînt luaţi în considerare unii dintre cei mai importanţi factori ai profilului : pătura aluvionară, competenţa rîului, vitezele de fund şi viiturile, raportul dintre debit şi încărcătură, forma şi constituţia patului. Cea mai mare greşeală a metodei constă însă în tratarea separată a aşa-numiţilor factori genetici cînd, tocmai interacţiunea şi raporturile dintre ei realizează echilibrul mobil al rîului. Tot în 1940 J. E. Kesseli reintroduce o concepţie statică.

J. H. Mackin (1948) aduce noi precizări arătînd că echilibrele naturale sînt mobile şi provizorii ; tratează pe larg configuraţia patului (adîncimile mici cresc viteza la viituri, mai ales vitezele de fund şi turbulenţa, mărind deci forţa rîului, contrare celor ce se credea pînă atunci etc.), apoi efectele produse de baraje şi mişcările nivelului de bază; noile profile impuse de nivelul de bază nu sînt similare ; la coborîre se accentuează eroziunea, dar nu în mod egal, căci aluviunile grosiere se micşorează repede prin transport, pe cînd cele mici se reduc foarte încet ; panta unui rîu ce cară bolovani va scădea la început repede şi apoi tot mai încet. La ridicarea nivelului se accentuează acumularea dar intervine triajul de transport — bolovanii ce depăşesc competenţa, vor fi îngropaţi definitiv pe fundul albiei, pe cînd materialul fin va fi transportat ; încărcătura-calibru scade spre avale mult mai repede la rîurile ce aluvionează decît la cele care erodează ; deci şi profilele vor fi altele.

P. Birot (1949, 1961) încearcă să găsească unele formule matematice prin care să exprime acţiunea complexă a factorilor genetici ai profilului şi în special capacitatea de transport şi de eroziune.

H. Baulig (1950, 1952) aduce cele mai valoroase contribuţii teoretice în precizarea noţiunii de profil de echilibru dinamic, precum şi în semnalarea deficienţelor cercetărilor anterioare, mai ales cele ale lui Iovanovici. Tot el arată, referindu-se la încercările de a matematiza problema profilului, că matematica nu e decît o maşină ce transformă dar nu poate da mai mult decît i-ai furnizat. Metoda cea mai bună este să plecăm de la complex, aşa cum este dat în natură, să-l descriem, să-l definim cantitativ prin comparări similare şi să ne forţăm a pătrunde intimitatea mecanismului. Geomorfologia n-a aşteptat formule matematice pentru a înţelege formele terenului ci le-a studiat global, sintetic şi calitativ.

7. NIVELUL DE BAZĂ

Caracteristica principală a profilului de echilibru o constituia evoluția solidară a tuturor punctelor sale. Există totuși un punct, și anume gura de vărsare, care nu răspunde mobilității celorlalte, rămînînd „fix" perioade îndelungate de timp. Ba, chiar tendința de echilibrare a profiluiui se face în funcție de poziția sa. Profilul de echilibru deci nu se formează la altitudini întîmplătoare, ci totdeauna în funcție de altitudinea gurii de vărsare. Cum cea mai mare parte a rîurilor se varsă, în ultimă instanță, în oceane sau mări deschise, acest punct echivalează cu nivelul Oceanului Planetar, care poartă, pentru acest motiv, numele de nivel de bază general sau oceanic. Rîurile care nu se varsă direct în ocean au ca nivel de bază locul unde confluează cu rîul principal. Acesta poartă numele de nivel de bază local; el diferă de la un rîu la altul și oscilează în funcție de adîncirea sau aluvionarea locală a colectorului. Uneori, asemenea nivele locale sînt grupate, ca altitudine, de existența unor depresiuni intramontane; de exemplu, depresiunea Brașovului formează nivelul local de bază pentru toate rîurile ce coboară de pe rama internă a Carpaților de Curbură. Există și un al treilea tip de nivel de bază și anume pragurile și cascadele din lungul rîurilor. Acestea sînt și mai reduse ca influență, în sensul că ele constituie puncte oarecare ale profilului, variabile în funcție de evoluția profilului longitudinal; pot fi numite nivele de bază provizorii.

Pe suprafața Globului există, ce-i drept aproape exclusiv în afara zonelor umede, regiuni ale căror ape curgătoare nu ajung la Oceanul Planetar. În această categorie se încadrează regiunile deșertice (areice) și regiunile endoreice (cu scurgere concentrată spre un mare bazin intern, cum ar fi Marea Caspică, ce are nivelul cu 26 metri mai jos ca al oceanului, sau lacul Aral al cărui nivel oscilează foarte mult). În total, ele cuprind aproximativ 27% din întinderea continentelor. Nivelele lor de bază sînt diferite față de ocean; acestea se numesc nivele de bază interioare sau zonale.

Nivelul de bază este denumit astfel, pentru faptul că sub planul său apele curgătoare stagnează și nu mai execută nici un fel de eroziune și transport. Relieful situat deasupra lui este expus eroziunii, în tendința de a-l reduce pînă la această altitudine minimă. El reprezintă o limită a acțiunii apelor curgătoare, motiv pentru care mai poartă numele și de bază de eroziune. Profilul de echilibru se formează în funcție de nivelul de bază, iar acesta se materializează, practic, într-un bazin hidrografic, prin planul în care se înserează profilul de echilibru (adică un plan ușor înclinat față de nivelul oceanului).

Teoretic, baza de eroziune generală trebuie să corespundă cu suprafața Oceanului (zero metri). Observațiile au arătat că eroziunea se poate produce totuși și sub acest nivel. Așa, de exemplu, în Franța, o parte din rîurile ce se varsă în ocean au talvegul la circa 30 m sub nivelul acestuia; Volga îl are la 38 m sub nivelul Mării Caspice, adică la 64 m sub

nivelul Oceanului ; fenomene asemănătoare, dar de mai mici proporţii, se întîlnesc şi la Don, Sîr-Daria, Dunăre etc. Cauza este legată de debitul rîului şi de maree. Rîul roade şi sub nivelul Oceanului atît timp cît se menţine curentul de apă. La fluviile cu debite mari curentul pătrunde adînc în mare sau ocean. Fenomenul este şi mai activ pentru regiunile cu maree puternică, unde aluviunile sînt măturate continuu, iar la reflux curentul pătrunde mult în Ocean. Ca urmare, altitudinea exactă a bazei generale de eroziune variază de la un rîu la altul. Această diferenţă este însă redusă dacă o raportăm la scara altitudinilor reliefului terestru.

Nivelul general de bază a suferit oscilări importante în decursul perioadelor geologice. În cuaternar, datorită extinderii periodice a gheţarilor, nivelul Oceanului a coborît sau s-a înălţat, cu amplitudini ce au atins, sau au depăşit, 100 m. Profilele de echilibru au trebuit să se adapteze, de fiecare dată, noului nivel de bază, precum şi noului debit impus de condiţiile climatice.

D. FORMELE DE EROZIUNE ŞI DE ECHILIBRU

Formele de relief create de apele curgătoare pot fi împărţite în două : forme de eroziune şi forme de acumulare, iar între ele se pot plasa şi forme de echilibru. Acestea din urmă sînt reprezentate mai ales prin suprafeţe relativ plane în care un anumit rol îl are eroziunea laterală. Formele principale de eroziune sînt talvegul şi albia, iar pe măsură ce rîul intră în stadiul de echilibru apar luncile şi terasele. Forma generală de eroziune rămîne însă valea, în dezvoltarea căreia un rol important îl joacă şi procesele de pantă. Valea se naşte din continua adîncire a albiei, adîncire care se face uneori sacadat, trecînd prin stadii de echilibru (luncă) şi scoateri din echilibru (eroziune sau aluvionări puternice).

Formele de acumulare pot fi subdivizate în două tipuri : a) formele mici din cadrul albiei (bancuri, ostroave etc.) şi pînzele aluviale de echilibru (în cadrul luncilor, teraselor sau glacisurilor), care sînt sau au fost în general mobile şi în continuă transformare şi deplasare şi b) forme mari, mai stabile (piemonturile, cîmpiile de nivel de bază, deltele). Prima categorie o încadrăm tot formelor de eroziune şi de echilibru cu care se dezvoltă în strînsă dependenţă.

1. ALBIA

Prin albie se înţelege patul de scurgere al unei ape curgătoare la debite medii, inclusiv malurile care îl delimitează. În mod obişnuit, la un rîu distingem următoarele debite şi nivele : de etiaj (media nivele-

lor minime), medii şi maxime sau de viitură. Fiecăruia dintre ele, îi corespunde cîte un tip de albie, cele mici fiind îmbucate în cele mai mari. Se deosebeşte astfel : *canalul de etiaj, albia propriu-zisă* şi *albia majoră* sau de inundaţie (fig. 88). Canalul de etiaj oscilează în cadrul albiei propriu-zise, mersul său coincizînd de obicei cu firul apei (linia celor mai mari adîncimi şi viteze). Albia propriu-zisă ia naştere prin oscilările laterale ale canalului de etiaj, dar mai ales prin eroziunea apelor din timpul nivelelor mari. Albia majoră rezultă din meandrările şi deplasările laterale al albiei propriu-zise.

a) *Canalul de etiaj* ocupă o lăţime foarte redusă în cadrul albiei propriu-zise în care se încorporează organic. El nu este delimitat lateral prin maluri bine definite. În plan, oscilează cînd spre un mal cînd spre celălalt, desfăcîndu-se uneori chiar în braţe care ulterior se reunesc. Relieful de amănunt al canalului de etiaj este în strînsă legătură cu felul de deplasare al aluviunilor tîrîte, cu mărimea lor, cu natura petrografică a patului şi cu felul de mişcare al apei. Cînd albia prezintă aflorimente de roci dure sau îngrămădiri de bolovani aduşi de viituri, atunci canalul de etiaj oscilează neregulat în funcţie de aceste accidente. Dacă albia are aspect uniform, canalul prezintă sinuozităţi regulate. Şi într-un caz şi în celălalt, fundul canalului nu are o pantă care să descrească continuu ci, în lungul ei, alternează p r a g u r i cu a d î n c i t u r i. Aproape fiecărei curburi a canalului îi corespunde o adîncitură. Acestea au formă alungită şi asimetrică, adîncimea lor maximă aflîndu-se în apropierea malului concav. Linia de legătură între două adîncituri este oblică în raport cu sensul general de curgere a rîului. Adîncimile şi pragurile iau naştere şi sînt menţinute datorită vîrtejurilor cu axă de rotaţie orizontală, care se formează în stratele apelor de fund. Acestea produc o deplasare neregulată atît pentru aluviuni cît şi pentru masele de apă. Adîncimile, o dată formate, permit la rîndul lor crearea de vîrtejuri.

Modelarea canalului este diferită la ape mari, faţă de apele mici. La viituri suprafaţa apei formează o pantă aproape continuă, dar vîrtejurile din adîncituri sînt mai puternice şi produc aici eroziune. Pe praguri, aceeaşi apă de fund este frînată, ca viteză, în raport cu adîncimile; ca urmare, pragurile sînt aluvionate şi ambele forme se deplasează în avale (fig. 89). La ape mici situaţia se inversează ; viteza apei e mai mare pe praguri şi tendinţa este de a le eroda, pe cînd în dreptul adîncimilor, din cauza contrapantei ce urmează, viteza e mai mică, vîrtejurile sînt reduse şi tendinţa este de a acumula (fig. 89).

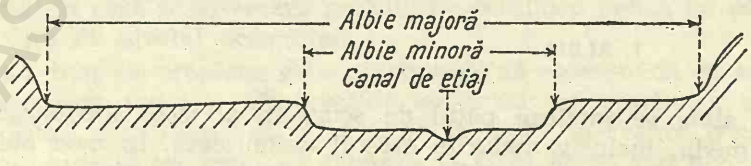


Fig. 88 — Elementele albiei.

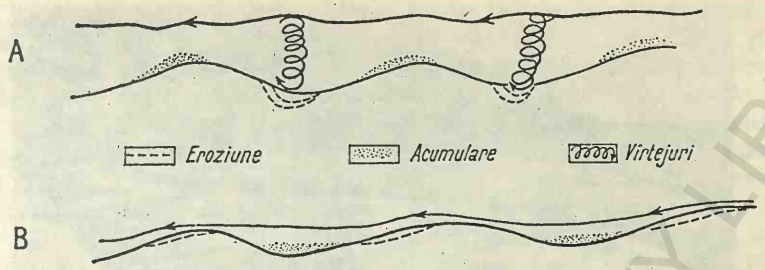


Fig. 89 — Evoluția talvegului la ape mari (*A*) și la ape mici (*B*).

b) *Albia propriu-zisă,* cunoscută și sub numele de albie minoră. Ea este delimitată prin malurile rîului, bine conturate de ambele părți. Lățimea sa este în funcție de debit, de natura rocilor, de pantă, de materialele pe care le cară apa. La condiții aproximativ egale, lărgimea albiei se menține uniformă între două confluențe principale. Există cazuri, mai ales după confluențe, cînd albia poate fi împărțită în două de o insulă. Relieful albiei este format dintr-o alternanță de a l u v i u n i de diferite grosimi, cu aflorimente de roci în loc, printre care șerpuiește canalul de etiaj. În cadrul aflorimentelor se găsesc și excavațiuni umplute cu aluviuni. O caracteristică principală a aluviunilor o constituie faptul că sînt dispuse în b a n c u r i sau d u n e de diferite forme, care se află într-o mișcare periodică. Deplasarea se face cu precădere la viituri. Materialele aluvionare au de obicei o constituție heterogenă atît din punct de vedere petrografic cît și granulometric. Aceasta din cauza neuniformității viiturilor. Analizate pe distanțe mari se observă totuși o descreștere a diametrului aluviunilor în josul rîului, de la bolovani mari, în regiunile muntoase, pînă la nisipuri și mîluri fine în zonele de cîmpie. Afluenții aduc de obicei aluviuni mai grosiere decît ale colectorului, ceea ce duce, local, la depuneri mai abundente și la creșterea granulometriei. În amănunt, fiecare banc de aluviuni are o structură lenticulară ; aceasta poate fi simplă (lentile uniform suprapuse) cînd rîul nu își înalță albia, sau complexă (lentile de diferite dimensiuni, dispuse sub diverse forme) cînd rîul aluvionează abundent. În acest ultim caz pot lua naștere bancuri emerse, denumite i n s u l e, o s t r o a v e sau c r i v i n e.

Ca specific evolutiv, ea se dezvoltă prin meandrare sau deplasări unilaterale creînd un pat foarte larg, pe care-l folosește numai la inundații (albia majoră).

2. MEANDRELE

Meandrele sînt deplasări ale albiei minore, spre dreapta și stînga, sub formă de bucle mai mult sau mai puțin regulate (fig. 90). Deci nu orice cot al rîului constituie un meandru. Ele se întîlnesc de obicei grupate,

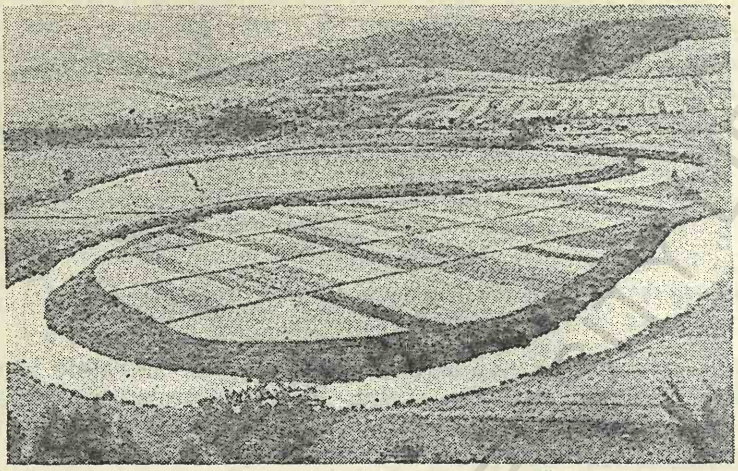


Fig. 90 — Meandru pe valea Werra (foto, H. Weber).

dar pot fi şi izolate. Cele tipice se dezvoltă în sectoarele cu profil de echilibru. Numele provine de la rîul Meandres din Asia Mică.

a. Tipurile de meandre

După aspect şi după viteza de dezvoltare, se pot deosebi : meandre divagante şi meandre încătuşate.

Meandrele divagante sînt acelea care evoluează repede, care îşi schimbă des şi uneori brusc poziţia în spaţiu şi a căror formă nu se încadrează în cotiturile văii propriu-zise. Ele se mai numesc şi libere, rătăcitoare sau de cîmpie aluvială. Astfel de meandre se găsesc în cîmpii şi aproape peste tot unde luncile sînt larg dezvoltate. Se pot cita, la noi în ţară, meandrele Someşului, Siretului, Oltului etc., toate în anumite regiuni de cîmpie sau de podiş. Meandrele divagante au un subtip — meandrele compuse. La ele se observă bucle mari, care la rîndul lor prezintă meandre foarte mici (fig. 91).

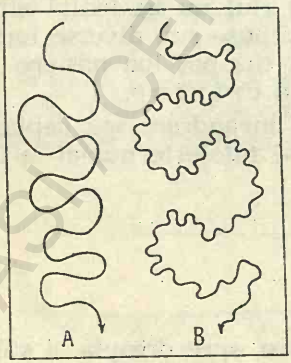


Fig. 91 — Meandre simple (*A*) şi compuse (*B*).

Meandrele încătuşate se întîlnesc în zonele muntoase, de dealuri şi de podiş formate din roci dure şi relativ omogene. Ele nu-şi schimbă poziţia decît printr-o evoluţie extrem de înceată. Un exemplu la noi în ţară îl formează meandrele Lăpuşului şi Cavnicului, în masivul cristalin

Preluca, sau meandrele Jiului şi Nerei în porţiunea lor de defileu. Meandrele încătuşate sînt de două feluri : de vale şi de rîu. La primele, sinuozităţile meandrelor corespund cu sinuozităţile văii ; ele sînt moştenite de la un prim ciclu de meandrare a rîului. Meandrele de rîu nu coincid, de loc sau parţial, cu cele de vale sau cu ciclurile anterioare de meandrare. Regimul fluvial a suferit modificări sacadate importante, care au dus la „eliberarea" meandrării de sinuozităţile anterioare ale văii. Din punct de vedere genetic, cele de vale sînt moştenite, iar cele de rîu sînt autogene (H. Baulig, 1948). In regiunile calde şi umede lipsesc meandrele încătuşate, din cauza dominării eroziunii laterale ; în schimb, aici rîurile sînt bine adaptate la structură.

b. Dezvoltarea şi cauzele meandrelor

Primele explicaţii cauzale ale meandrelor se refereau la factori externi : devieri datorită rezistenţei rocilor, a unor conuri de dejecţie, a căderii unor copaci etc. Ulterior, se pune accent pe forţa centrifugă (principiul lui Thomson) care duce la o uşoară înălţare a apei spre malul concav şi la o erodare a acestuia spre avale şi lateral (Emm. de Martonne, 1948). Alţi autori susţin fie fenomenul de ondulare a suprafeţei de contact dintre două medii lichide în mişcare, fie scurgerea în sine căreia îi este proprie mişcarea sinuoasă. Mai tîrziu, se dezvoltă şi se demonstrează teoria scurgerii turbulente, în spirală sau helicoidală (Fargue ş.a.).

Ultimele cercetări atestă că orice rîu tînăr are, de la început, tendinţa de a curge sinuos, atît din cauza dinamicii sale turbulente şi helicoidale, cît şi din cauza rezistenţei variate a malurilor. Firul apei se deplasează, la coturi, spre malurile cu aspect concav, pe care le „buclează" continuu. Pe măsură ce rîul se adînceşte tot mai puţin, eroziunea laterală se remarcă în modelarea malurilor, sinuozităţile din plan tind să se perfecteze ; se ajunge şi la un echilibru dinamic transversal, la stabilirea anumitor raporturi între dimensiunile cursului şi curbele sale. Din acest moment se poate vorbi, de fapt, de meandre. Cu alte cuvinte, meandrele reprezintă o stare a echilibrului mobil, stabilit între unii factori ai rîului şi teren, debit şi forma patului (care dictează forţa de eroziune şi pe cea de transport), încărcătura-calibru transportată şi rezistenţa malurilor la eroziune (inclusiv încărcătura-calibru furnizată de ei). Un asemenea echilibru de meandrare nu se formează decît în stadiul cînd rîul atinge profilul de echilibru longitudinal. Meandrarea devine astfel una din variabilele pe care le creează rîul în tendinţa sa de perfecţionare şi menţinere a profilului longitudinal de echilibru. Deci, meandrele nu sînt forme de acumulare ci, din contră, de eroziune (laterală cu precădere) şi transport. De altfel, în zonele unde domină acumularea, rîul nu meandrează, ci duce la despletiri.

Perfectarea buclelor se face mai întîi la 1—2 meandre, după care echilibrul se impune de obicei spre avale, creîndu-se trenuri de mean-

dre. Evoluția lor, în continuare, poate căpăta forme diverse, tendința generală fiind aceea de deplasare laterală și spre avale. Aceasta rezultă dintr-o erodare maximă produsă în a doua jumătate a malului concav de către firul vitezelor maxime (fig. 92). Cînd panta este mai mare se accentuează deplasarea spre avale, iar la pante mici cea laterală.

— Meandrele divagante evoluează mult mai rapid, de obicei printr-o puternică dezvoltare laterală. Se admite că lățimea buclelor, sau patul de meandrare, poate atinge dimensiuni de circa 18 ori mai mari decît lărgimea albiei minore. În realitate, acest raport e foarte diferit de la un rîu la altul, depinzînd de pantă, debitul lichid, încărcătura-calibru și rezistența malurilor etc.

Malul concav, care se dezvoltă prin eroziune, va căpăta aspect de amfiteatru, iar cel convex aspect de umeri prelungi, ușor aluvionați în partea inferioară (fig. 93). Lărgirea amfiteatrelor duce la dispariția aproape totală a umerilor, la distrugerea reliefului înalt din cadrul patului de meandrare și la formarea unei albii majore (fig. 94); este o formă avansată a echilibrului, cînd meandrele se pot desprinde total de malurile vechi, devin „libere" și își dezvoltă noi maluri și noi bucle în materialul aluvionar al luncii recent create.

Aceste meandre de luncă evoluează în continuare după aceleași legi, uneori însă se ajunge la forma de gîtuire a buclelor. Migrarea spre aval, combinată cu lărgirea buclelor, îngustează terenul dintre două meandre pînă creează o înșeuare peste care apa rîului se revarsă, la un moment dat, direct în meandrul vecin (fig. 95, *a*); fenomenul poartă numele de gîtuirea meandrului sau autocaptare și are ca rezultat îndreptarea cursului (fig. 95). Dacă lărgirea buclei duce la micșorarea pantei de curgere, gîtuirea duce la mărirea acesteia și deci la sporirea energiei. În felul acesta, un meandru situat în avale de gîtuire, capătă o energie nouă și poate să reînceapă lărgirea pînă la un raport chiar mai mare de 1 : 18, sau se poate gîtui și el. Îndreptarea cursului se face, în majoritatea cazurilor, la viituri, prin debordare mai mult sau mai puțin bruscă. Mai rar, îndreptarea se face numai prin eroziunea laterală a malurilor; asemenea cazuri se întîmplă între meandrele a două

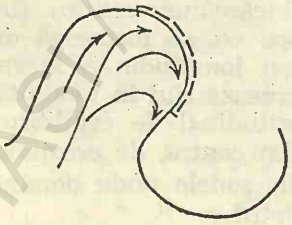


Fig. 92 — Erodarea laterală și spre aval a malului concav.

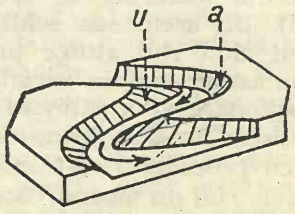


Fig. 93 — Meandre: amfiteatre (*a*) și umeri (*u*).

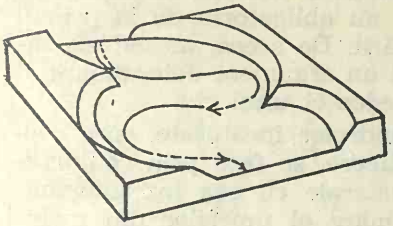


Fig. 94 — Formarea luncii.

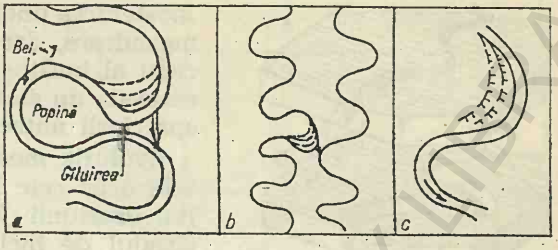


Fig. 95: *a* — Îndreptarea cursului (autocaptare); *b* — captare de meandre; *c* — terase de meandru.

rîuri ce curg foarte aproape unul de altul. Fenomenul se numește c a p t a r e d e m e a n d r u sau captare prin alipire (fig. 95, *b*).

Evoluția meandrului poate duce la crearea următoarelor forme de relief : belciug, popină, praguri, terase de meandru. B e l c i u g u l este vechiul meandru, rămas părăsit în urma îndreptării cursului ; se mai numește și m e a n d r u p ă r ă s i t. El este barat cu aluviuni la capete, în interior se adună apă infiltrată din rîu și rămîne, pentru mult timp, ca un lac de formă încovoiată. Ulterior vegetația și praful îl colmatează. P o p i n a este un fel de insulă mică, rezultată din vechiul uscat cuprins în bucla meandrului, înconjurată pe trei părți de belciug și pe o parte de rîu. *Pragul* este ruptura de pantă din profilul longitudinal creată, pe locul gîtuirii, ca urmare a scurtării drumului dintre două puncte situate la altitudini diferite. În roci moi pragul se „resoarbe" repede în restul pantei. T e r a s e l e d e m e a n d r u, numite și t e r a s e p o l i g e n i c e, sînt niște trepte mici, care iau naștere la văile a căror meandre se dezvoltă spre aval, dar care se și adîncesc ușor în același timp (fig. 95, *c*). Ele nu se racordează de la un meandru la altul nici ca număr, nici ca altitudine. Aceste terase apar și prin tăierea laterală a malului convex aluvionat la ape mari. Asemenea terase pot fi văzute mai des în cîmpiile intramontane și regiunile de coline, adică la pante mai mari.

— Meandrele încătușate au o evoluție mult mai lentă, deoarece extinderea lor presupune evacuarea unor volume mari de rocă în general dură. Genetic, au fost socotite ca provenind din adîncirea pe loc a meandrelor libere, într-o regiune ce a început să se înalțe (supraimpuse, epigenetice, sau moștenite). S-a dovedit însă că această explicație este, în majoritatea cazurilor, nereală. Cercetările au indicat exemple cînd rîul, la începutul adîncirii sale în rocă dură, avea un curs rectiliniu, iar meandrarea actuală a început după ce rîul se încătușase. Este cazul spre exemplu al Jiului, care la nivelul superior al încătușării, avea o vale cu alte sinuozități decît meandrele actuale a căror pantă longitudinală coincide cu cea din piemont. Meandrele încătușate se pot realiza independent, la diferite stadii de adîncire ale rîului, atunci cînd se atinge profilul longitudinal de echilibru și cînd se trece și la un echilibru mobil între roca malurilor și forța rîului. Ele sînt meandre autogene. Aceasta nu exclude

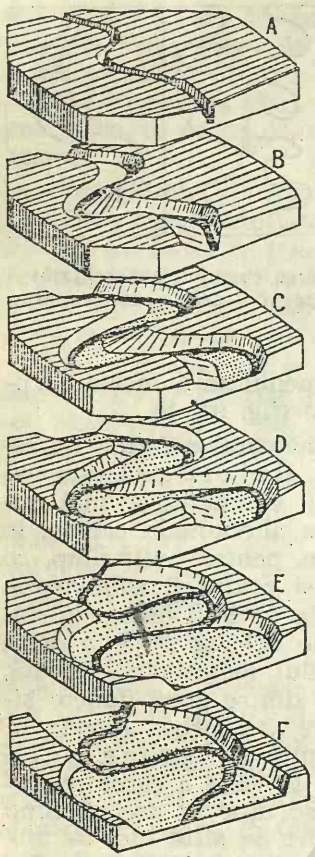


Fig. 96 — Schema evoluției unor meandre încătușate de vale (după, W. M. Davis).

moștenirea unora de la ciclurile anterioare de meandrare, dar nu obligatoriu de la primul ciclu al încătușării. De aceea, meandrele încătușate nu sînt un argument determinant al aprecierii antecedenței unui rîu.

Evoluția meandrelor încătușate, spre deosebire de cele libere, se face prin conlucrarea eroziunii laterale cu cea în adîncime. Gradul de înclinare al umerilor din malurile convexe reprezintă tocmai raportul local al celor două forțe. De asemenea pătura aluvială nu joacă aici un rol esențial. Modelarea lor se face mai ales la viituri, cînd amfiteatrele (malurile concave) sînt erodate puternic, în partea din aval. Dezvoltarea lor maximă duce la fenomenul de calibrare a văii (fig. 96). În acest stadiu, meandrele încătușate încep să se desprindă de vechile maluri și să evolueze relativ independent. Cele mai frumoase meandre încătușate se dezvoltă în roci cristaline sau sedimentare dure, relativ uniforme. În rocile cristaline, un rol deosebit, în formele de amănunt ale meandrelor, îl joacă faliile, discontinuitățile, cutele locale etc.; la întîlnirea acestora fiecare buclă are tendința de a li se adapta. În rocile sedimentare rolul cel mai mare, în aspectul sinuozităților, îl joacă înclinarea stratelor, alternanțele de roci dure și moi precum și confluențele. Persistența meandrelor în munte pare a fi legată de un surplus continuu de energie tectonică sau climatică (Gr. Posea, 1969).

Evoluția meandrelor poate să treacă prin stadii de mărire a razelor de meandrare, de micșorare a lor sau chiar de suprimare totală; aceasta, în funcție de modificările ce intervin în debite, încărcătura-calibru și pantă, provocate de schimbările climatice, tectonice, eustatice sau captări. Trecerea de la meandre mari la altele tot mai mici este denumită de unii autori subadaptare (fig. 97). Alternanțele climatice din cuater-

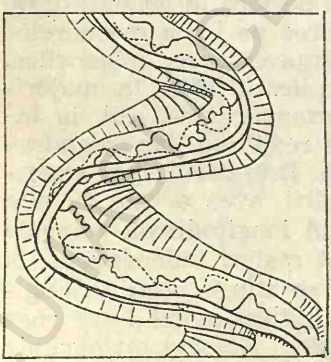


Fig. 97 — Rîuri subadaptate în diferite grade. Subadaptarea poate fi slabă, moderată, frapantă, extremă (după W. M. Davis, cu reduceri).

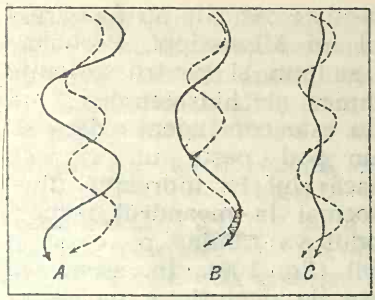


Fig. 98 — Efectele unei creşteri de debit (*A*), de pantă (*B*), de încărcătură (*C*). Linia întreruptă reprezintă cursul înainte de schimbare (după, H. B a u l i g).

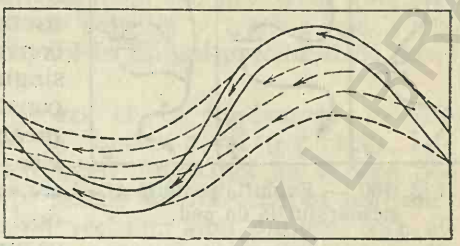


Fig. 99 — Direcţia curentului la ape mici şi ape mari (după F r i e d k i n).

nar şi chiar cele din ultima perioadă au determinat multe asemenea modificări. Fiecare perioadă a impus anumite raporturi de echilibru fiecărui rîu şi chiar fiecărui sector principal. De exemplu, o apă mică ce a primit o încărcătură calibru mare îşi diminuează meandrarea, iar o apă cu debit mare şi încărcătură-calibru mică îşi măreşte raza de meandrare. În schema alăturată se pot vedea cîteva asemenea efecte (fig. 98). Un aspect de subadaptare îl reprezintă şi meandrele compuse, ele întîlnindu-se la acele rîuri care, o perioadă lungă din an, au debite foarte scăzute ce-şi formează profilul de echilibru şi meandrări corespunzătoare (fig. 99). Gradul de sinuozitate, mărirea şi micşorarea buclelor constituie o problemă care, exploatată, va ajuta în viitor efectuarea de studii amănunţite asupra evoluţiei teraselor, a văilor, a ritmicităţii eroziunii climatice în general.

c. Importanţa studiului meandrelor

Meandrele se încadrează în evoluţia generală a văii, iar studiul lor, în acest context, este indispensabil. Apariţia şi evoluţia acestor forme „dinamice" ale albiei ridică însă şi unele aspecte de ordin practic. De foarte multe ori, bucla interioară a meandrului este folosită pentru aşezări omeneşti, deoarece prezintă o serie de avantaje : are apa în apropiere, domină căi de comunicaţie obligatorii (drumurile trec prin gîtuirea buclei) etc. Alteori, evoluţia meandrului poate conduce la apariţia unor probleme de ordin administrativ sau chiar politic. Îndreptarea cursului, prin gîtuirea unui meandru, face ca tot uscatul din interiorul buclei să treacă de partea opusă a rîului. Cînd rîul desparte două state se impun modificări de graniţă, uneori cu mutarea tuturor construcţiilor şi chiar a aşezărilor

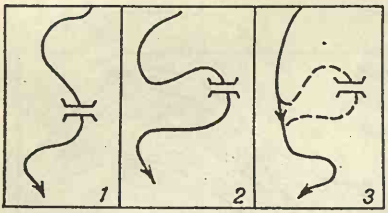


Fig. 100 — Evoluția posibilă a meandrului la un pod.

din locul respectiv ; cazurile au fost frecvente în jurul lui Mississippi. Probleme asemănătoare se pun și pentru anumite construcții tehnice și hidrotehnice ; un singur exemplu este concludent : dacă se construiește un pod peste un rîu cu meandre și dacă rîul își îndreaptă ulterior cursul, tocmai la meandrul respectiv, atunci podul va rămîne pe uscat și deci inutilizabil (fig. 100). În asemenea cazuri, tendința de evoluție a meandrelor trebuie studiată în prealabil. De asemenea, cunoașterea evoluției rîului sub formă de meandre, în anumite condiții, a condus la construirea de diguri sinuoase și nu rectilinii ; acestea reduc presiunea exercitată de viituri asupra lor.

3. LUNCA

Rîul ajuns la profil de echilibru se adîncește foarte încet sau de loc, eroziunea laterală devenind preponderentă. Deplasarea orizontală a albiei, formarea de meandre, lărgirea și deplasarea lor duc la calibrarea patului de meandrare, respectiv la formarea unei albii majore (fig. 101). A l b i a m a j o r ă este înțeleasă mai mult ca o noțiune hidrologică și anume acea porțiune a văii care este afectată de apa curgătoare numai la viituri ; i se mai spune și zona sau cîmpia inundabilă, iar în românește există și termenul de l u n c ă. Ultima noțiune este mai complexă, cuprin-

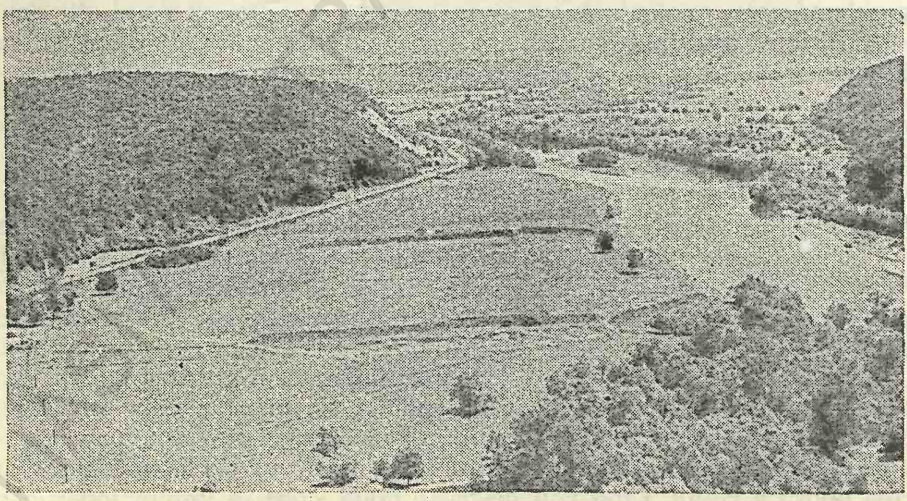


Fig. 101 — Lunca Mureșului la Lipova (foto, N. P o p e s c u).

zînd și porțiuni neinundabile care se găsesc, ca poziție, în albia majoră. Astfel de microforme neinundabile sînt : popinele sau grădiștele (martori din terase sau din interfluviu), conurile de dejecție și trenele (glacisuri). Lunca este deci o albie complexă, care apare în timpul profilului de echilibru ca o materializare a acestuia.

Structura luncii rezultă din însăși geneza ei. În fundament se află r o c i l e î n l o c, retezate aproximativ la același nivel (fig. 102). Urmează un s t r a t d e a l u v i u n i, heterogen din punct de vedere petrografic și granulometric, dar dispus în lentile neuniforme ca mărime ; aluviunile cele mai grosiere indică poziția vechilor albii minore, care au migrat continuu și reprezintă, în general, material transportat prin tîrîre și rostogolire pe fund. În partea superioară, albia majoră este acoperită de un s t r a t d e a r g i l ă a l u v i a l ă. Aceasta este depusă de apele de inundație, din suspensii și provine mai ales din spălarea solului; de aceea, mîlul rezultat este în general foarte fertil. Afară de stratul de argilă aluvială, se mai pot întîlni, la marginea albiei majore, și m a t e r i a l e c o l u v i a l e, venite de pe versant, precum și c o n u r i d e d e j e c ț i e foarte aplatisate, formate de afluenții laterali. În zonele muntoase, alături de argila aluvială, la suprafață, se găsesc și materiale grosiere (bolovani). În general, acolo unde a activat curentul albiei minore, particulele care pot să salte au fost eliminate puțin cîte puțin, aici existînd numai acele aluviuni care nu pot decît să alunece sau să ruleze.

Grosimea stratului aluvial al albiei majore diferă de la un rîu la altul. În condițiile de transport echilibrat și fără mișcări ale scoarței, ea variază între 1 și 4 m. Cînd profilul este sub echilibru, aluvionarea devine puternică, albia se înalță prin colmatare, pînă la un maximum cînd rîul își croiește o nouă direcție de curgere. La mișcări de lăsare aluvionarea este de asemenea puternică și se desfășoară sub forma unor p î n z e f o a r t e î n t i n s e, rîul dînd multe d e s p l e t i r i, furcituri (bifurcări), schimbări continue ale cursului.

Aspectul luncii în profil longitudinal este în funcție de marile unități morfologice pe care le străbate rîul precum și de rocile traversate. Ca regulă, lunca se lărgește din amunte spre aval, datorită creșterii volumului de apă și datorită rocii care este mai friabilă în această parte. Pe parcurs ea poate prezenta lărgiri și îngustări locale, ce merg pînă la dispariția sa. O mare influență, în dezvoltarea locală a albiei majore, o au nivelele de bază provizorii, adică : pragurile, cascadele și alte rupturi de pantă

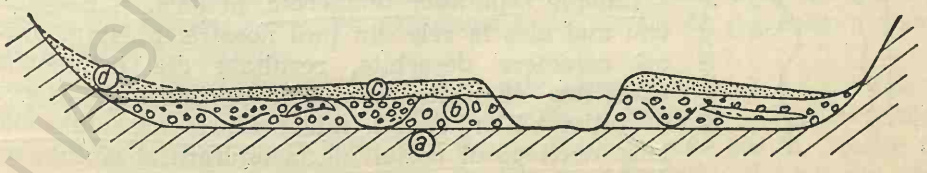


Fig. 102 — Structura luncii:
a — roca în loc, *b* — pietriș aluvial, *c* — argilă aluvială, *d* — coluviu și conuri de dejecție.

ale profilului longitudinal, precum şi cheile. Acestea impun formarea, în amunte sau avale de ele, a unei zone inundabile mai largi. În chei, la cascade şi praguri, lunca, de cele mai multe ori, dispare. În schimb, pe unele depresiuni intramontane, peste zone subsidente şi pe cîmpiile din apropierea nivelului de bază ea se poate dezvolta mult în lăţime, devenind ceea ce obişnuit se numeşte o cîmpie aluvială.

În profil transversal, lunca este uşor bombată lîngă albia minoră. La inundaţii, apele care au ieşit peste maluri îşi pierd viteza în mod brusc şi sînt nevoite să depună. Cele mai intense aluvionări se fac imediat în apropierea malurilor, care, în felul acesta, se înalţă. Cînd panta de curgere este mică şi aluviunile sînt în cantitate mare, atunci acumularea malurilor este aşa de intensă încît ele capătă aspect de diguri naturale. Totodată, se colmatează puternic şi fundul albiei minore, ajungîndu-se ca rîul să curgă pe un pat situat la un nivel superior cîmpiei din jur. În această situaţie, din timp în timp, digurile sînt rupte şi rîul îşi caută altă albie, mai joasă. La astfel de momente se produc inundaţii păgubitoare. Este cazul Dunării, în unele porţiuni ale Cîmpiei Panonice, înainte de a fi fost amenajată. Fenomene similare se întîlnesc la fluviul Padul, Hoang-ho etc.

În interiorul luncii se află şi alte ridicături, create de vechile meandrări şi diguri, avînd forma unor bombări alungite, despărţite de adînciturі mlăştinoase (albii părăsite). Aceste bombări şi mai ales digurile împiedică vărsarea directă a afluenţilor în rîul principal. Ca urmare, aceştia îşi croiesc drum pe la marginea luncii, respectiv pe zona cea mai joasă a sa. Afluenţii merg astfel o distanţă oarecare, prin lunca rîului principal, pe direcţie paralelă cu acesta (cursuri paralele). Asemenea exemple pot fi date la Siret (Sireţelul), la Buzău, la Olt, Vedea etc. Alteori, abaterea afluentului, în momentul cînd pătrunde în lunca colectorului, poate fi pricinuită de depunerea unui con de dejecţie (fig. 103). Conurile din luncă sînt mult mai aplatisate decît cele ale torenţilor, deoarece au fost depuse în întregime sub apă. În rezumat, lunca, în profil transversal, prezintă o formă uşor bombată către actuala albie minoră, unde malurile sînt supraaluvionate; pe restul suprafeţei are o serie de ridicături şi escavaţiuni, iar la margini este parazitată de conuri de dejecţie şi coluvii, uneori existînd chiar cursuri secundare paralele cu rîul principal.

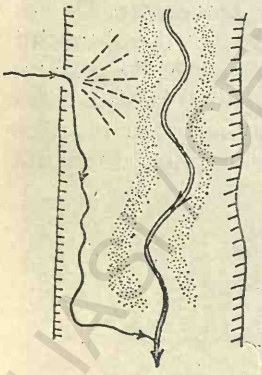


Fig. 103 — Confluenţă în luncă.

Luncile regiunilor temperate, actuale, şi ne referim mai ales la cele din ţara noastră, prezintă uneori caractere deosebite, rezultate din influenţele exercitate de ultima perioadă periglaciară asupra evoluţiei văilor. Astfel, multe dintre ele sînt mai largi decît patul posibil de meandrare al rîului; au uneori o pătură aluvială mai groasă decît cea de echilibru şi, la unele rîuri mari, lunca s-a etajat în

două nivele, cel superior fiind pe cale de a rămîne în afara inundaţiilor. Explicaţia constă în aceea că în timpul periglaciarului, procesele de pantă au dus la o mai activă retragere a versanţilor şi, în unele cazuri, meandrele aveau raze mult mai mari. Pe alocuri, viiturile din primăverile periglaciare erau mai puternice, deoarece se produceau pe un sol îngheţat ; lunca corespunzătoare era deci mai largă, iar profilul longitudinal de echilibru ceva mai puţin înclinat ca azi. Rîurile actuale curg deci într-o luncă, în parte, moştenită. Supraaluvionarea se datoreşte materialelor transportate mai ales spre sfîrşitul periglaciarului, sau imediat după aceea. În fine, despăduririle şi arăturile recente au condus la anumite supraaluvionări. În prezent, datorită încălzirii climatului şi mai ales datorită evaporării mult crescute, debitul rîurilor din cîmpii şi depresiuni este mai scăzut. Totodată, aluvionarea ce a urmat periglaciarului fiind terminată, în multe cazuri apele de viitură nu se mai pot înălţa peste lunca moştenită, care rămîne tot mai puţin inundată. Micşorarea volumului de apă impune şi un nou profil de echilibru, cu meandrări mai reduse. Aceasta înseamnă crearea unui nou nivel de luncă, mai îngust, situat ceva mai jos şi îmbucat în cel vechi. Azi, se întrebuinţează des termenul de terasă de luncă pentru nivelul superior, care devine tot mai puţin inundabil.

Importanţa luncilor. Aceste forme pun o serie de probleme de o deosebită importanţă practică. Ele au caracter de regulator pentru scurgerea apelor în timpul viiturilor. Totodată, ele sînt foarte fertile, din cauza stratului de aluviuni fine ce le acoperă şi din cauza micii adîncimi a pînzei freatice. Culturile practicate aici dau producţii importante chiar pe timp de secetă.

Viiturile neprevăzute pot provoca pagube atît pentru culturi cît şi pentru diferite construcţii (şosele, căi ferate, locuinţe, poduri etc.). De aceea, se pune problema amenajării luncilor în vederea frînării acţiunilor distructive ale inundaţiilor. Amenajările se fac de obicei prin îndiguiri. Acestea trebuie judicios întocmite, deoarece, în caz contrar, pot duce la pagube şi mai mari. Restrîngerea excesivă a spaţiului inundabil poate provoca, la un moment dat, presiuni mari din partea apei, încît digul se rupe şi inundaţia ia caracter catastrofal ; sînt cunoscute, în acest sens, rezultatele unor îndiguiri vechi de pe Mississippi. Îndiguirile complete şi cultivarea intensă a luncii duce şi la scăderea rapidă a fertilităţii, deoarece solurile de luncă sînt neformate şi au nevoie de îngrăşăminte sau de aluvionări repetate.

Amenajarea luncilor trebuie făcută sub formă complexă, în aşa fel ca să alterneze spaţii îndiguite şi reţinute pentru anumite culturi, cu spaţii acvatice, care să menţină rolul de regulator şi care pot fi folosite ca piscine. În anumite condiţii şi în funcţie de necesităţi, digurile nu sînt prea înalte pentru a lăsa să treacă o parte din apele de inundaţie, necesare refertilizării solurilor îndiguite. Alteori, se lasă numai portiţe de di-

rijare a apelor. Ordinea lucrărilor de amenajare este următoarea : regionarea minuțioasă a luncii în vederea folosirii ei sub formă mixtă (sectoare de culturi irigate, de pășuni, de stuf sau pădure ; sectoare piscicole ; sectoare mixte), urmează apoi desecările, îndiguirile și în fine irigarea.

În lungul luncilor se întîlnesc adesea și diferite construcții rutiere precum și așezări. Șoselele și căile ferate se fac de obicei în rambleu ; în asemenea cazuri trebuie ținut cont ca locul rămas în spatele rambleului să aibă scurgerea necesară în timpul ploilor mari ; altfel, pot apărea inundații. În ceea ce privește locuințele, ele se dispun la baza luncii, pe unele conuri de dejecție ale văilor afluente, pentru a fi ferite de inundații. Apa din pînza freatică, apa curgătoare din apropiere și fertilitatea luncii sînt unele din cauzele care au atras așezările. Dacă pentru așezările de tip rural aceste locuri sînt mai mult sau mai puțin indicate, pentru așezările urbane ele provoacă multe dificultăți ; pînza freatică fiind foarte aproape de suprafață nu se pot face canalizări, iar pivnițele sînt des inundate ; în această situație se află spre exemplu orașul Gherla situat în lunca Someșului, sau unele cartiere din alte orașe.

O altă problemă de ordin practic este aprovizionarea unor așezări cu apă din pînza freatică a luncii. Aceasta se face prin colectarea apei în fîntîni și trimiterea ei pe conducte. Intervin și aici anumite dificultăți legate mai ales de slaba filtrare a apei. Lunca fiind mlăștinoasă, cu diferite resturi rămase de la viituri sau de la animalele ce o păsunează, nu asigură puritatea apei. De aceea este necesar ca perimetrul de acumulare a apei captate să fie îngrădit, asanat și împădurit. Un asemenea exemplu este Clujul care se aprovizionează, în parte, cu apă din lunca Someșului.

4. TERASELE

O serie de cauze, mai ales climatice și tectonice, pot scoate rîul din profilul de echilibru, obligîndu-l ca, pe distanțe mai mari sau mai mici, să se adîncească puternic în interiorul luncii. Aceasta din urmă va deveni tot mai neinundabilă, rămînînd cu timpul total suspendată față de noua albie și căpătînd forma de treaptă. Fosta luncă s-a transformat în terasă (fig. 104). Definită mai riguros, terasa este o formă de relief cu aspect de treaptă, foarte alungită, desfășurată fragmentar în lungul unei văi și care la origine a funcționat ca una din albiile majore ale rîului (fig. 105). Există cazuri, foarte rare, cînd terasa se poate găsi și pe interfluviu ; acestea sînt excepții, rezultate dintr-o evoluție specifică, ulterioară, cunoscută sub denumirea de inversiuni de relief (fig. 106).

Se subînțelege, de la început, posibilitatea ca un rîu să fie scos din echilibru în mai multe etape și, deci, să formeze, în lungul văii sale, mai multe terase.

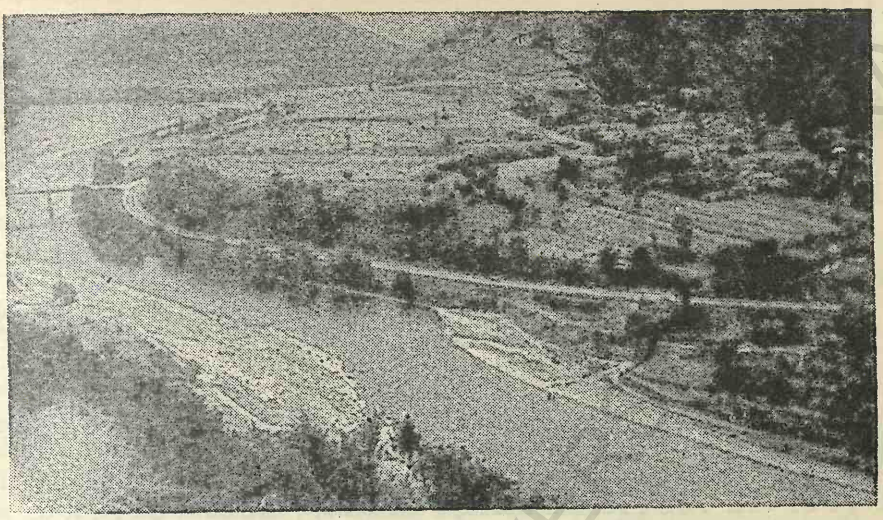


Fig. 104 — Terasă la Cîineni pe Olt (foto, N. Popescu).

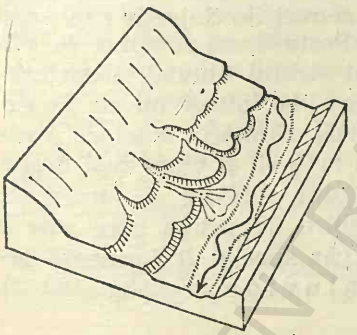


Fig. 105 — Terase pe o vale.

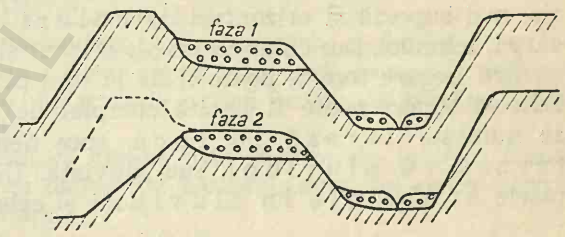


Fig. 106 — Terasă pe interfluviu (faza a 2-a).

a. Elementele morfologice și structurale ale teraselor

Terasa se compune din două elemente principale : podul și fruntea. Podul are aspect general plat și este rest al albiei majore. Fruntea reprezintă planul înclinat care face racordul între pod și albia majoră recentă sau cu podul altei terase mai inferioare. Afară de aceste elemente principale, la o terasă se mai găsesc și două linii caracteristice : mucheea terasei, linia pe care se face unirea dintre pod și frunte și

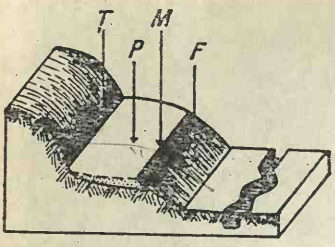


Fig. 107 — Elementele unei terase:
P — podul; *F* — fruntea; *M* — muchia; *T* — tîtîna.

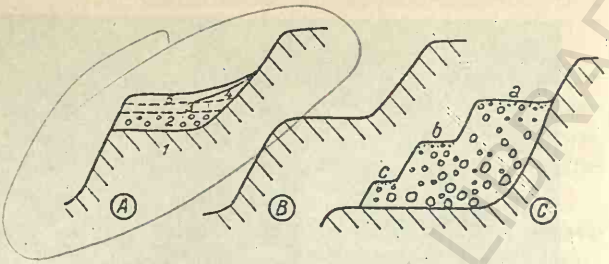


Fig. 108 — Structura teraselor:
A — terasă aluvială (strat în loc, pietriș de terasă, argilă aluvială, coluvii, sol); *B* — terasă în rocă; *C* — terase în aluviuni (*a* — aluvionară; *b* și *c* — retezate în aluviuni).

tîtîna, linia prin care podul se leagă cu forma imediat superioară (fig. 107).

Din punct de vedere structural podul terasei este format din un pat de roci „în loc", retezat aproape orizontal ; urmează un strat de aluviuni care conține mult pietriș rulat și care în mod obișnuit poartă numele de pietriș de terasă ; deasupra, se separă uneori un orizont de argilă fină aluvială. Afară de aceste orizonturi specifice, peste podul de terasă și în mod special la tîtînă, se suprapun ulterior materialele provenite de pe pantă, coluvii sau conuri de dejecție ; în acest caz se spune că podul terasei este parazitat. Peste acest complex se află solul actual (fig. 108, *A*). În anumite regiuni stratul aluvial, caracteristic, mai suportă și orizonturi de soluri fosile alternînd cu loessuri, lehmuri, sau chiar cu un alt orizont aluvial. Numărul acestora, luate pentru fiecare terasă, poate fi de la unu pînă la 4—5 și chiar mai multe. Alteori terasa poate fi lipsită complet de pătura aluvială și, atunci, ea se numește terasă în rocă, spre deosebire de prima care este o terasă cu aluviuni, sau aluviată. Un caz special îl formează terasele sculptate în aluviuni și cele aluvionare (fig. 108, *c*).

b. Fazele de formare ale unei terase

În lucrările clasice se spune, de obicei, că terasa ia naștere în trei faze : două de eroziune despărțite printr-una de acumulare. Ultimele cercetări arată că aceasta este mai mult o excepție decît o regulă. În mod obișnuit terasa se formează prin două faze : în prima se dezvoltă albia majoră care va deveni terasă, iar în a doua rîul se adîncește, retezînd lunca sub formă de treaptă (fig. 109). Rezultă că cea mai importantă, pentru formarea treptei, este faza a doua. De asemenea, reiese că prima fază nu trebuie să se caracterizeze prin cumulare, ci numai prin condițiile necesare formării unei albii majore (profil de echilibru dinamic de transport, care în mod nemijlocit duce la depunerea unei pojghițe aluviale, subțiri). Te-

rasa este deci, înainte de toate, o formă rezultată din dominarea ritmică a eroziunii laterale cu cea în adîncime şi nu o formă de acumulare.

Există cazuri, cînd într-o vale, după o perioadă de eroziune, poate urma o acumulare foarte intensă ; aşa se întîmplă pe unele cîmpii de la poala munţilor, pe cîmpii situate în preajma nivelului de bază etc. În asemenea faze, nu rezultă de obicei terase, ci, după caz, pot lua naştere cîmpii aluviale, glacisuri sau piemonturi de acumulare, cîmpii aluviale de nivel de bază. Ulterior, în aceste aluviuni (care ating să zicem, 100 m grosime) pot fi săpate cîteva terase şi nu obligatoriu una singură. Dar, etapa anterioară, de aluvionare, nu intră ca fază constituentă a acestora ; mai mult, terasele ce s-au sculptat, ulterior, în aluviunile respective, s-au format tot prin eroziune ritmică (fig. 108, *C*). Cînd nivelul terminal de umplere cu aluviuni rămîne sub nivelul interfluviului (mai ales conurile largi de dejecţie ce pătrund adînc pe văile intracolinare) şi este detaşat ulterior ca treaptă, acesta este în adevăr terasă de acumulare (fig. 108, *C*, nivelul *a*) ; nivelarea sa s-a făcut prin acumulare. De asemenea, podurile teraselor îmbucate şi rezemate, care reprezintă însă excepţii, sînt tot forme de acumulare (fig. 110). La ambele cazuri eroziunea rămîne totuşi esenţială pentru tăierea frunţii.

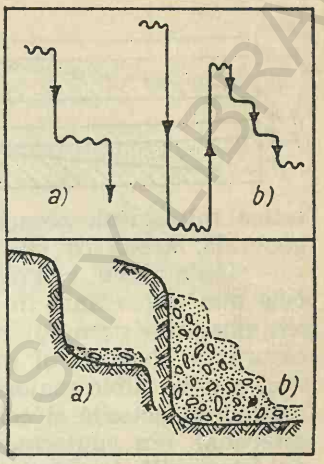


Fig. 109 — Cele două faze de formare ale unei terase fluviatile; săgeata indică eroziunea în adîncime, iar linia sinuoasă reprezintă eroziunea laterală;

a — în rocă; *b* — în aluviuni.

Din cele de mai sus, rezultă că terasa este înainte de toate o formă de echilibru şi de eroziune, cu aspect de treaptă ; deci, nu orice depozit aluvial poate fi socotit ca atare.

c. Cauzele teraselor

După cum s-a arătat, orice acţiune care impune unui rîu cu luncă (ajuns la profil de echilibru) să-şi intensifice eroziunea în adîncime, în tendinţa de a crea o nouă albie, mai joasă, duce la formarea de terase. Aceste cauze pot fi : schimbări ale sistemului morfoclimatic, mişcări eu-

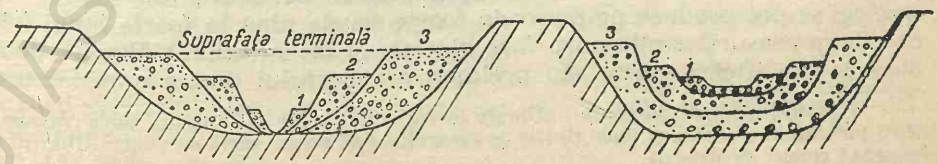


Fig. 110 — Terase rezemate. Terase îmbucate.

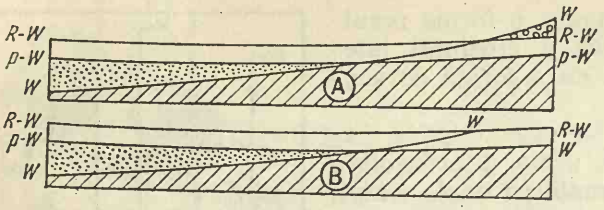


Fig. 111 — Efectele glaciațiunii asupra unui rîu: glaciar (*A*) și neglaciar (*B*); *R — W* — profil interglaciar (Riss- Wurm); *W* — profil la maximum glaciar; *p — W* — profil postglaciar (după, P. Birot).

tatice, mișcări ale scoarței. La toate acestea reamintim o condiție aproape generală, aceea ca rîul să transporte relativ multe aluviuni grosiere[1].

— Cauzele climatice sînt, pentru anumite perioade și regiuni, cele mai importante în formarea de terase.[2] Schimbarea climei duce la schimbarea sistemului morfogenetic, care modifică raportul debit-încărcătură în aluviuni și impune cu necesitate un nou profil de echilibru, deci o nouă albie majoră (încătușată în cea veche) (fig. 111). Pentru zona temperată actuală și cele din imediata sa vecinătate (periglaciară și mediterană), era cuaternară a oferit o gamă de variații climatice deosebit de favorabilă formării teraselor. Pe scurt, mecanismul se putea petrece în felul următor : în timpul perioadelor periglaciare debitul apelor curgătoare creștea, eroziunea în suprafață și mai ales de versant se dezvoltă enorm ; albiile majore se lărgeau prin retragerea versanților dar în același timp se și acumulau cu materiale. În interglaciar, debitul apelor scădea, aportul de materiale de pe versant scade și el, ca urmare rîurile se adîncesc, tăind frunți de terasă (fig. 111, *W* și *pW*). Acțiunea de lărgire și aluvionare a luncii în timpul periglaciarului se propagă dinspre amunte spre avale, unde se și intensifică datorită aportului crescînd de aluviuni (adică invers felului cum se transmite eroziunea regresivă, sau chiar aluvionarea regresivă, impuse de oscilațiile nivelului de bază). Acest proces de formare a teraselor de „tip climatic" este opus celui de nivel de bază (tăierea frunții aici se face în glaciar) și se petrece mai ales în bazinele medii și superioare ale rîurilor ce se varsă în mare. Înspre avale intervin influențele nivelului de bază care modifică pe încetul timpul de tăiere al terasei (v. fig. 119).

Un tip aparte îl formează terasele fluvio-glaciare. Ele sînt sculptate de torenții glaciari în timpul retragerii frunții ghețarului ; la revenirea acestora zona este din nou aluvionată. În aceeași categorie intră și terasele rîurilor ce se vărsau în lacuri proglaciare, ale căror nivel oscila tot în funcție de topirea ghețarului.

În ultimul timp, rezultate mai importante, referitoare la terasele climatice, a obținut L. Trevisan (1949), din care redăm unele noțiuni și concluzii, cu anumite modificări. Schimbările de debit, din motive climatice, se pot produce pe perioade foarte scurte pînă la foarte lungi (ploi de cîteva ceasuri, anotimpuri, faze glaciare și interglaciare). Fiecare poate duce la modificări scurte sau prelungi a raportului dintre eroziune-acu-

[1] Condiția respectivă nu se întîlnește în regiunile calde și umede, unde descompunerea pietrișului e rapidă și unde rîurile în general nu au terase, după cum nici afluenții nu formează conuri de dejecție.

[2] Socotind și influența lor asupra oscilațiilor nivelului de bază.

mulare-echilibru. De exemplu, o viitură aluvionează puternic lunca unui rîu de cîmpie ; la etiaj apa rîului nu va mai transporta aproape nimic, el va eroda uşor pe aproape tot parcursul creînd o „terasă de etiaj" ; este vorba de un ciclu foarte scurt. Locul unde se întîlneşte eroziunea cu acumularea a fost denumit punct neutru sau de echilibru *(n)*. La creşterea apelor punctul neutru urcă valea (aluvionare regresivă) şi face invers pe măsura descreşterii apelor. Zona pe care s-a format terasa corespunde tocmai cu cea pe care punctul neutru s-a deplasat în amunte şi avale. Trecînd la cicluri mai îndelungate, poate apărea un punct neutru specific anotimpurilor, altul anual, multianul etc. Este vorba de o medie statistică, ale căror efecte însă nu totdeauna se însumează. O viitură excepţională acoperă efectele multor cicluri mici anterioare. De aceea, noţiunea de punct neutru se referă mai ales la tendinţele generale ale acţiunilor rîului privite pe perioade îndelungate. În teren, recunoaşterea punctului de echilibru rezultă din aceea că spre avale, rîul curge pe aluviuni relativ recente, iar în amunte pe aluviuni vechi sau pe rocă în loc.

Modificările climatice impun schimbări în mersul general al punctului de echilibru, adică în mersul aluvionării (plus eroziunea laterală) şi eroziunii în adîncime ; de aceea, punctul respectiv mai e denumit şi limită climatică a aluvionării, prin similitudine cu limita zăpezilor. Ambele variază o dată cu oscilaţiile de temperatură sau precipitaţii şi, pentru morfologie, interesează cu precădere altitudinile la care se plasează aceste limite. Schimbările, într-un sens sau altul, se petrec la maximum glaciar sau interglaciar şi, de aceea, este mai avantajoasă separarea unei oscilaţii climatice într-o fază anaglaciară şi una cataglaciară (fig. 112). Prima începe în interglaciar (la maximum de continentalism), cînd feno-

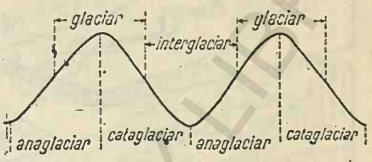


Fig. 112 — Împărţirea unui ciclu climatic (după, L. Trevisan).

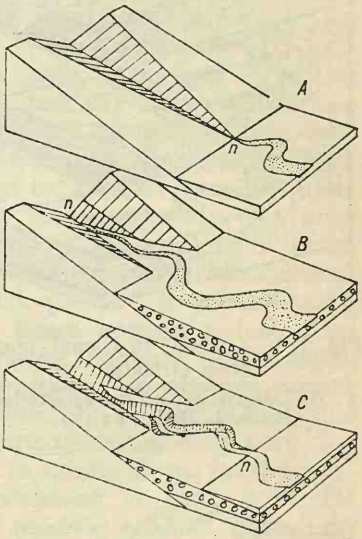


Fig. 113 — Formarea teraselor într-un ciclu climatic:
A — situaţia la început de anaglaciar;
B — situaţia la sfîrşit de anaglaciar;
C — situaţia în timpul cataglaciarului următor (neterminat); (după, L. Trevisan).

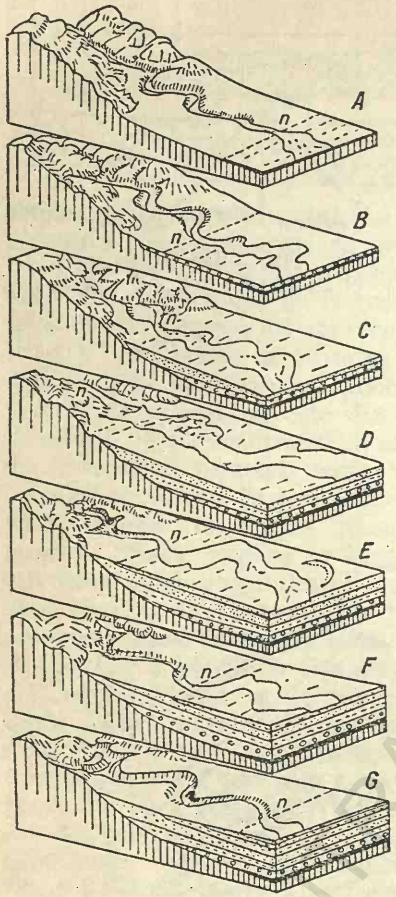


Fig. 114. — Stadii în timpul unui ciclu climatic:

A—D — anaglaciare; *D—G* — cataglaciare (după, L. Trevisan).

Fig. 115. — Terase pe con (după, L. Trevisan).

menele cresc, inclusiv umiditatea, pînă la maximum glaciar ; în cataglaciar fenomenele de răcire descresc continuu, umiditatea scade, pînă la un nou maxim de continentalism.

Terasele se formează astfel : în anaglaciar (faza ascendentă) punctul „*n*" se deplasează în amunte, producîndu-se o umplere aluvială (fig. 113, *A*, *B*). În cataglaciar (faza descendentă) punctul „*n*" se deplasează tot mai în avale o dată cu eroziunea care coboară și retează o frunte de terasă (fig. 113, *C*) ; fruntea descreşte ca înălțime spre avale. Ciclul terasei rezultă deci dintr-o oscilație din avale spre amunte și invers a punctului de echilibru. Terasa este cataglaciară căci atunci s-a tăiat fruntea. De fapt, orice punct al podului e mai nou ca cel din amunte și mai vechi ca cel din avale ; la fel și fruntea. Ca structură, aluviunile depuse în anaglaciar, din avale spre amunte, au fost acoperite în avale de aluviuni cataglaciare ; de aici posibilitatea găsirii, într-o aceeași secțiune, de faună rece spre bază și caldă în partea superioară.

În realitate poate să nu existe un pod unitar, ci un complex de trepte de eroziune, rezultat al micilor oscilații din timpul fazei cataglaciare, ca în figura 114. Pozițiile *A-D* reprezintă stadii anaglaciare, respectiv depuneri proporționale cu debitul mereu în creştere ; unghiul de depunere al aluviunilor este de asemenea în creştere. În Alpi unele exemple arată că punctul „n" corespunde, în maximum glaciar *(D)*, cu fluvio-glaciarul, adică cu aluviunile grosiere ce provin direct din morena frontului würmian. Pozițiile *D-G* reprezintă stadii ale descreşterii cataglaciare : „*n*" coboară sacadat, apar frunți în descreştere, aluviunile ce se depun au un unghi tot mai puțin înclinat. În bazinele unde punctul „*n*" oscilează pe distanțe mari, descreşterea altitudinii frunții e puțin sesizabilă ; cînd aluviunile s-au depus pe distanțe mici, avînd aspect de con de

dejecție, descreșterea frunții e vizibilă (fig. 115).

Păstrarea teraselor din cicluri diferite este în funcție de puterea de acțiune a ultimului ciclu, care de obicei acoperă pe cel anterior; condițiile locale joacă rol esențial în menținerea mai multor cicluri. Cînd ciclul ultim e mai redus se păstrează și cel anterior (fig. 116).

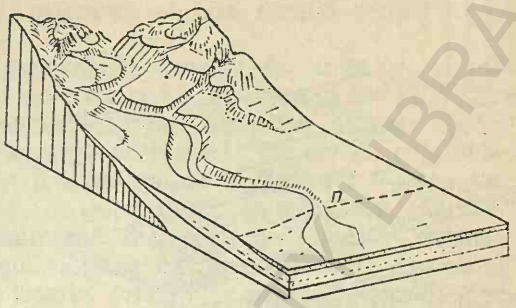


Fig. 116 — Terase climatice aparținînd la două cicluri succesive (Riss și Würm), după, L. Trevisan

Explicațiile lui Trevisan reprezintă o generalizare mai ales pentru ciclul würmian din regiunile de cîmpie și piemontane. Pentru scări mai ample de terase sînt necesare îmbunătățiri. Amintim faptul că, și în glaciar și în interglaciar rîurile pot atinge profile de echilibru specifice, respectiv lunci care în perioada următoare devin terase (Gr. Posea, 1962, pag. 176). Podurile de terase pot fi deci: glaciare, interglaciare, cataglaciare și chiar anaglaciare. Condițiile locale și regionale sînt cele care în ultimă instanță fixează combinările ce vor duce, într-o anumită fază, la formarea sau nu a unei terase. Podurile anaglaciare par însă a fi mai frecvente.

— Cauzele eustatice, reprezentate prin coborîrea nivelului oceanic, duc la mărirea eroziunii pe rîuri și deci la tăierea de terase. Oscilațiile nivelului oceanic au fost puse în legătură cu glaciațiunile care blocînd o mare cantitate de apă, ar impune scăderi ale nivelului de bază cu pînă la minus 100 m. În interglaciar au avut loc ridicări de nivel. Teoretic, în timpul glaciațiunilor s-ar tăia terase, în interglaciare s-ar acumula poduri. Ch. Depéret este primul care făurește chiar o scară cronologică a cuaternarului pornind de la terasele din jurul Mediteranei (90—100 m; 55—60 m; 30—40 m; 15—20 m), pe care le paralelizează cu terasele rîurilor și glaciațiunile din Alpi. Scara aceasta a fost ulterior contestată mai ales pentru faptul că terasele, inclusiv cele marine, nu sînt tăiate în aluviunile transgresiunii anterioare; se observă numai o scădere continuă a nivelului mării, de la plus 100 m spre actual, dar nu și ridicări similare (în interglaciare). Singura excepție, care pare dovedită, este oscilația din würm care a mers de la minus 80 m, urcînd progresiv pînă azi, precum și transgresiunea flandriană de circa 5 m. De asemenea, s-a dovedit că scăderile nivelului oceanic conduc destul de încet și uneori de loc, la coborîrea profilului rîului. În majoritatea locurilor scăderea nivelului mării se manifestă prin regresiuni ce dezvelesc platforme continentale cu pante reduse, uneori mai mici decît înclinarea rîului; în asemenea cazuri nu are loc o eroziune ci, chiar o aluvionare (fig. 117). Deci, nu apar terase eustatice decît acolo unde regresiunea dezvelește un abrupt sau o pantă mai înclinată decît a rîului (fig. 118). În principiu, vîrsta podului unei terase eustatice este cata-

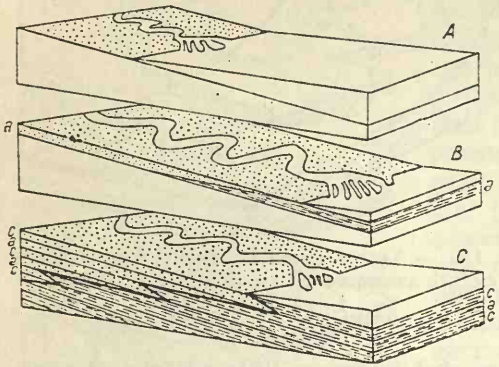


Fig. 117 — Eustatism negativ cu continuarea acumulării:

A — început de anaglaciar; *B* — sfîrşit de anaglaciar (cursul aluvionează fără a da terase); *C* — sfîrşit de cataglaciar — raportul între aluviunile fluviatile şi cele marine: *a* — aluviuni sau sedimente anaglaciare; *c* — aluviuni sau sedimente cataglaciare (după, L. Trevisan).

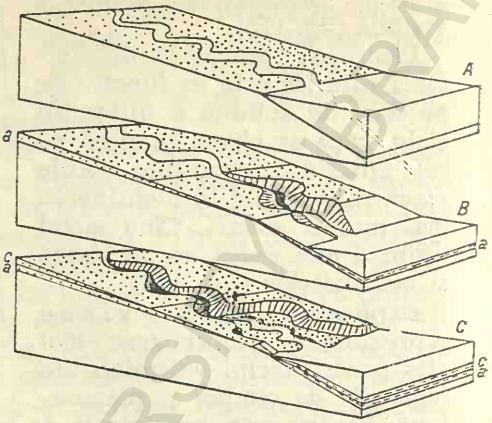


Fig. 118 — Eustatism negativ cu formare de terase:

A — situaţia la început de anaglaciar; *B* — situaţia la sfîrşit de anaglaciar; *C*—situaţia în timpul cataglaciarului următor (neterminat); *a* — sedimente şi aluviuni anaglaciare; *c* — sedimente şi aluviuni cataglaciare (după, L. Trevisan).

glaciară (faza de dezgheţare), iar fruntea este din anaglaciarul următor (faza mersului spre maximum glaciar). La mările închise, cum este Caspica şi chiar Marea Neagră, situaţia se petrece invers.

Complicaţia creşte şi prin faptul că declanşarea eroziunii în susul unei văi, o dată cu scăderea nivelului de bază, se transmite cu întîrziere şi numai sub forma remuului din hidrologie; adică, nu depăşeşte de obicei zona cîmpiilor din apropierea mării. Sînt cazuri, cum este Cîmpia Padului, cînd acumulările au contrabalansat regresiunile şi chiar subsidenţa. Aici, într-un interglaciar (20—25 000 ani) s-au depus cam 60—75 m aluviuni, anulînd regresiunea următoare din glaciar. Golful Padului, în timpul cuaternarului care are azi baza la minus 1000—3000 m, nu a cunoscut regresiuni şi transgresiuni importante, terasele sînt mai mult climatice (P. Gabert, 1965).

Lipsa unor ridicări echivalente a nivelului mării în perioadele interglaciare este explicată şi de ridicările izostatice ale uscatului, impuse de plecarea calotelor glaciare şi a unei mari cantităţi de sedimente. Pe de altă parte, sedimentarea glaciară pare că provoacă ridicarea fundului oceanic, ceea ce ar micşora puţin şi eustatismul negativ din glaciar. Ca urmare, oscilaţiile unui glaciar şi interglaciar s-ar reduce la 25—30 m (oarecum distanţa pe verticală între principalele terase) şi nu 100 m. Reacţia scoarţei nu este însă instantanee; ea are o oarecare rigiditate, la tensiunile izostatice, care îi permite să suporte încărcări sau descăr-

cări pînă la anumite limite critice ; mişcarea se face simţită numai după depăşirea acestor puncte critice.

Întrucît şi eustatismul este, în general, în funcţie de climă, se ridică şi problema raportului dintre terasele climatice şi cele eustatice. Situaţiile pot fi foarte diverse. Amintim numai două : prima cîntd terasele climatice din amunte au o zonă comună cu cele eustatice din avale, cele două tipuri se pot îmbina ca în figura 119 ; a doua, cînd între ele apare o a treia zonă, ce este mereu în echilibru (aluvionare relativă). Ultimul caz se realizează mai ales pe cîmpiile extinse (fig. 120). În teren, zona celor două sisteme extreme poate fi deosebită prin urmărirea variaţiei înălţimii frunţii terasei şi prin caracterele pedologice ale părţii superficiale ; pe zona dintre ele, aluviunile superficiale sînt mai recente ca cele din avale şi amunte (L. Trevisan, 1949). Un asemenea caz îl oferă Dîmboviţa, cu terase în avale de Bucureşti şi o zonă neutră între Bucureşti şi sud de Tîrgovişte, unde n-are terase. Pe figura 121 este redat un rîu cu trei zone. Mai sus de punctul „*a*", talvegul e mereu erodat ; între „*b*" şi „*c*" e o zonă neutră, iar mai jos de „*c*" terasele sînt eustatice. Săgeţile de pe profile arată succesiunea fenomenelor ; adîncirea talvegului (cele dirijate în jos) şi acumulare sau sedimentare marină (cele dirijate în sus) ; săgeţile notate cu „*a*" indică transformări în anaglaciar, cele cu „*c*" în cataglaciar.

— Mişcările neotectonice duc la formarea teraselor chiar în condiţiile cînd nivelul de bază rămîne „fix". Aceste mişcări sînt relativ lente, au perioade de ridicare ce alternează, în timp scurt, cu peri-

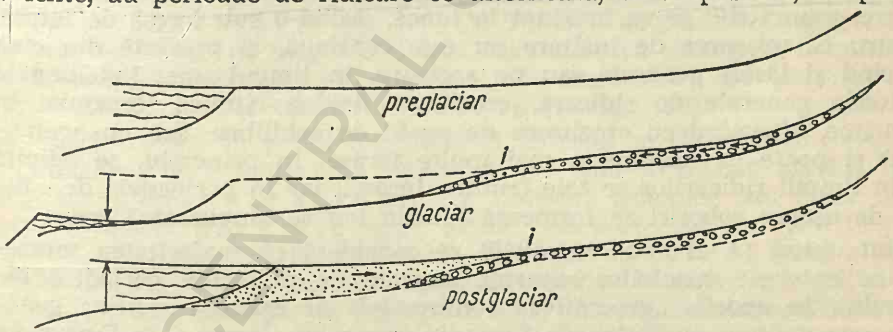


Fig. 119 — Interferenţa păturilor aluviale glaciare (progresive) cu cele marine interglaciare (regresive).

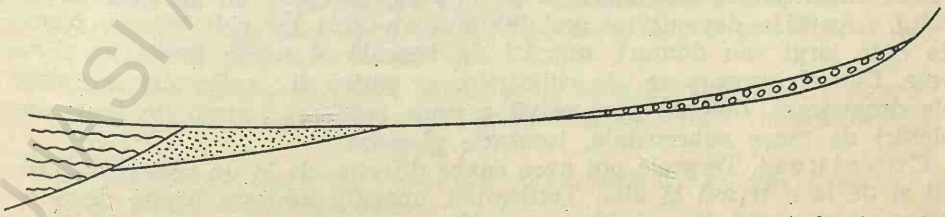


Fig. 120 — Profil cu acumulări glaciare în partea superioară şi marine interglaciare în partea inferioară, despărţite de o zonă neutră.

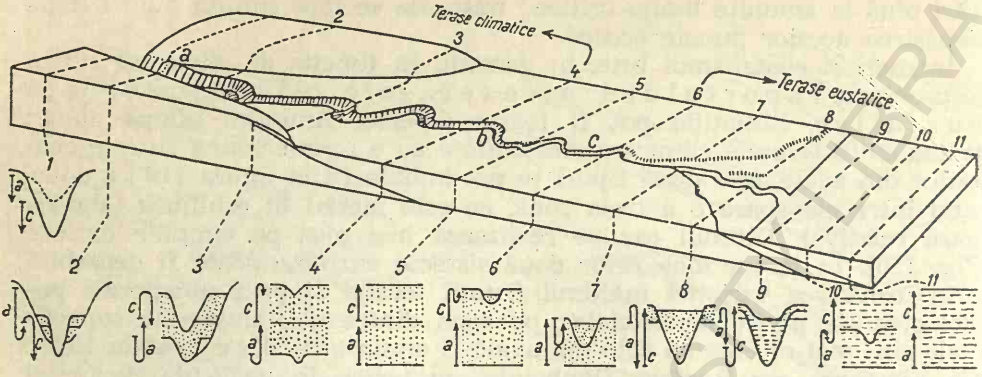


Fig. 121 — Evoluţia într-un ciclu climatic şi eustatic pe un rîu. Secţiunile indică transformările calitative ce se observă în cursul fazei anaglaciar (săgeţi „*a*") şi cataglaciar („*c*"), după, L. Trevisan.

oade de coborîre ; deplasări opuse ca sens pot avea loc, în acelaşi timp, pe sectoare apropiate. Cînd asemenea mişcări se manifestă în bazinul unui rîu, el roade în regiunile cu tendinţă de înălţare şi depune pe sectoarele în coborîre. Importantă, pentru formarea de terase, nu este mişcarea oscilatorie, ci rezultanta generală. Dacă în ansamblu, rezultatul mişcărilor dintr-un bazin (şi mai ales din bazinul superior) duce la ridicare, atunci rîul se va încătuşa în luncă, lăsînd-o sub formă de terasă. Pentru că mişcarea de înălţare nu este continuă, ci prezintă din cînd în cînd şi lăsări generale sau pe sectoare, în timpul unei îndelungate perioade generale de ridicare, eroziunea devine ritmică (eroziune în adîncime, alternînd cu eroziunea de profil de echilibru sau cu acumulare) şi poate da naştere la mai multe terase. În principiu, se admite că în timpul ridicărilor se taie fruntea terasei, iar în perioadele de calm sau de uşoare coborîri se formează luncile sau se aluvionează valea.

Sînt autori (J. Burcart, 1949) ce consideră că majoritatea teraselor se datoresc mişcărilor scoarţei, cauzate de pulsaţiile periodice ale globului. În epocile „geocratice" continentele ar executa ridicări generale, concomitent cu lăsări ale fundului oceanelor. Însuşi Ch. Darwin demonstrase, prin recifii coralieri, o lăsare progresivă ce afecta mari spaţii oceanice. De asemenea, se admite că, începînd cu sfîrşitul terţiarului, uscatul a devenit tot mai înălţat ; au avut loc ridicări sub formă de cute largi sau domuri, mişcări de basculă şi unele lăsări în chiuvete. Cauzele presupuse ale ridicărilor ar putea fi : reflectări întîrziate ale orogenezei, detentă progresivă a unor tensiuni acumulate lent, deplasări de mase subcrustale, izostazie glaciară.

Concluzii. Terasele pot avea cauze diferite, de la un sector la altul, cît şi de la o terasă la alta. Totdeauna, apariţia lor este legată de atingerea unui profil de echilibru, specific mediului morfogenetic al locului şi timpului în care s-au format.

d. Tipurile de terase

Tipizarea teraselor rezultă, cu precădere, din modul cum s-au desfășurat procesele genetice ale acestor forme. În clasificare se iau în considerare și o serie de elemente morfologice și structurale cum ar fi : structura, forma, mersul în profil longitudinal și transversal etc.

— Sub aspect *genetic*, terasele pot fi : eustatice, climatice, neotectonice (diastrofice, cînd mișcarea e generală și tectonice, cînd mișcarea e locală), mixte, locale și false (pseudoterase). Uneori, terasele reale sînt denumite și ciclice, deoarece s-au format printr-o ritmare, cu caracter ciclic, a eroziunii în adîncime cu cea laterală sau cu acumularea. Terasele locale se extind pe distanțe reduse și pot fi de etiaj, de meandru, de baraj și fluvio-glaciare. Cele de baraj[1] se taie în cîmpia aluvială formată în spatele unui obstacol, ce a impus o aluvionare îndelungată. Terasele fluvio-glaciare iau naștere în conurile și cîmpiile aluvionare din fața ghețarilor. Terasele false sînt trepte care seamănă, ca aspect și poziție, cu terasele nivelate de rîu, dar genetic reprezintă alte forme ; ele pot fi : frunți de alunecări stabilizate, prăbușiri, dar mai ales conuri de dejecție ale rîurilor afluente și glacisuri laterale retezate de rîu în momentul cînd acesta execută deplasări meandrate spre malul respectiv.

— În funcție de *structură*, terasele se împart în : aluviate[2], în rocă și acumulative (aluvionare). Cele în rocă pot fi și de eroziune în aluviuni (v. fig. 108, C). Terasele acumulative reprezintă suprafețe terminale de umplere și sînt : acumulative principale (suprafețele terminale superioare) și secundare ; în acest ultim caz pot apărea terase rezemate și terase îmbucate (v. fig. 110).

— După mersul în *profil longitudinal* terasele se clasifică în : convergente spre amunte (eustatice — cînd a oscilat nivelul de bază), convergente spre avale (mișcări tectonice sau chiar oscilații climatice), paralele (apar, astfel, mai ales cînd sînt privite pe sectoare sau unități morfostructurale), terase în foarfecă (cînd a oscilat nivelul de bază și bazinul mediu și superior al rîului) ; în ultimul caz terasele mai vechi pot fi îngropate, spre vărsare, de aluviunile teraselor mai noi — terase îngropate (fig. 122). În fine, mai există : terase deformate puternic, local, de către tectonica ulterioară formării lor, și terase dedublate datorite unor mișcări locale sau altor cauze (mai ales spre confluențe) care fac ca podul unei terase să se subdividă la un moment dat.

— După dispunerea în *profil transversal* terasele pot apărea simetric (bilateral) și asimetric (monolateral) (fig. 123). O categorisire

[1] Vor fi explicate numai cele despre care nu s-a vorbit la paragraful „Cauze".
[2] Gr. Posea, 1962, pag. 166.

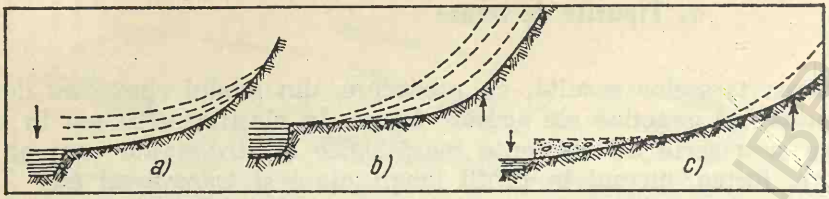


Fig. 122 — Tipuri de terase în profil longitudinal:
a — terase convergente în amunte; *b* — terase convergente în avale; *c* — terase în foarfecă.

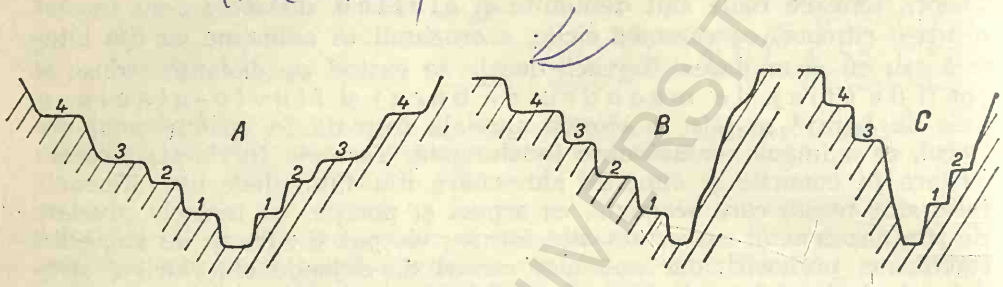


Fig. 123 — Dispunerea teraselor în profil transversal: simetrie (*A*), asimetrie totală (*B*) și parțială (*C*).

ce va trebui impusă mai mult în viitor este aceea de: n i v e l e m a j o r e de terasă și n i v e l e s e c u n d a r e; primele reprezintă terase dezvoltate în perioade îndelungate, încrustate puternic și în rocile dure, și care, pe anumite porțiuni, pot fi formate din 2—3 nivele secundare.

e. Altitudinea teraselor

Aceasta se indică atît prin cifre absolute, dar mai ales relative. Altitudinea relativă se măsoară de la nivelul luncii actuale pînă la partea superioară a pietrișului de terasă. În mod obișnuit, această altitudine variază în lungul văii, putînd merge de la cîțiva metri pînă la zeci de metri, pentru o aceeași terasă. Cel mai des, se fixează ca altitudine a terasei porțiunile unde ea are maximum de dezvoltare și unde, de obicei are și cele mai mari înălțimi relative medii. Prima scară de altitudini a fost concepută de Ch. D e p é r e t: 90—100 m, 55—60 m, 35—40 m, 15—20 m. El lega această scară de cele patru glaciațiuni. Ulterior, cercetările, pe diferite rîuri, au indicat și alte altitudini, dintre care menționăm, ca mai frecvente, pentru țara noastră: 5—7 m, 8—15 m, 20 m, 30—35 m, 50—55 m, 75—80 m, 90—110 m, 150 m, 210 m, 260 m; ultimele trei nivele sînt mai rar întîlnite. Pe viitor, numărul acesta va

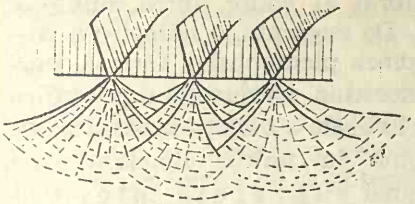


Fig. 140 — Glacis acumulativ.

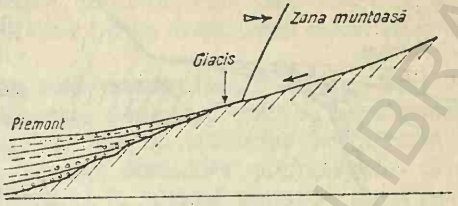


Fig. 141 — Raportul piemont-glacis de eroziune.

această fază, profilul de echilibru intră într-o stare tot mai stabilă, pînzele aluviale se extind pe suprafețe tot mai mari, deci sînt mult mai subțiri și materialul devine tot mai fin.

— Cînd glacisul acumulativ ia proporții care trec aproximativ peste 1 km, avem de a face cu p i e m o n t u l propriu-zis [1]. Este vorba de o cîmpie ușor înclinată peste care se extind pături aluviale, în care conurile de dejecție se evazează, încît aproape nu se mai disting. Se cunosc pînze de pietrișuri etalate pe 10—50 km depărtare față de frontul muntelui, ceea ce denotă puterea de transport a seet-floodului.

— La asemenea extinderi piemontul devine, în fapt, o c î m p i e p i e m o n t a n ă, care se construiește, în cea mai mare parte, fosilizînd cîmpia anterioară. Pantele sale sînt foarte reduse, adesea sub 0,5‰ ; în piemontul Cotmeana au fost măsurate înclinări de numai 3—8 mm/km. Conurile își păstrează uneori individualitatea, rezultată din cantitatea diferită de aluviuni pe care o aduce fiecare rîu montan ale căror bazine diferă mult între ele. Dar, conurile rîurilor mari migrează continuu. Stadiul de piemont sau de cîmpie piemontană, în care rîurile răspîndesc cantități imense de pietrișuri fine, argile și nisipuri, se poate observa în bazinul lui Po, în Cîmpia Gangelui, a Indusului etc., iar pentru trecut poate fi citat și piemontul Getic.

Trecerea de la o fază la alta este uneori relativă. Sînt cazuri cînd conurile se dezvoltă pe spații mari în mod relativ individual, așa fel că, atunci cînd totuși s-au îngemănat, trec direct în faza de piemont. Alteori, conurile își păstrează continuu individualitatea, rămînînd în faza de conuri piemontane.

Piemontul și cîmpia piemontană constituie forma ultimă, de maximă dezvoltare, în e v o l u ț i a a s c e n d e n t ă a acestui tip de relief. Ea poate dura perioade îndelungate, în care diversificarea nu este exclusă. Astfel, într-un același piemont pot apărea două sau chiar mai multe p î n z e p r i n c i p a l e a l u v i a l e, despărțite de discordanțe de natură erozivă. Acestea sînt în funcție de anumite variații climatice, mișcări ale nivelului de bază sau ale scoarței, sau de simpla atingere a unui pro-

[1] Sînt autori care socotesc „glacisul aluvial" ca formă maximă a dezvoltării piemontului (D e r r u a u , T a i l l e f e r).

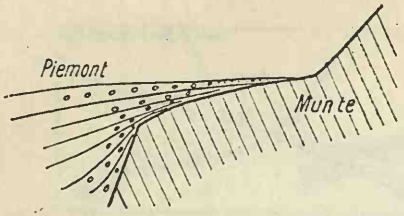


Fig. 142 — Fosilizarea ramei muntoase de către piemont.

fil echilibrat al văilor, între munte și piemont. De exemplu, o adîncire a rîurilor în pînza piemontului, fără să atingă baza acestuia, va duce la o puternică eroziune laterală a văilor ; aceasta poate merge pînă la unirea luncilor, deci crearea unei suprafețe piemontane de eroziune. Ulterior, acumularea poate reveni, continuînd construirea piemontului. Alteori pot lua naștere numai terase, de obicei climatice, dispuse cel mai adesea în evantai, îmbucate sau rezemate.

O importanță deosebită în mersul construcției piemonturilor o au mișcările scoarței ; este vorba de înălțarea muntelui care poate afecta periodic și piemontul, de mișcările subsidente de la poala muntelui și, în fine, de mișcările de cutare. Cînd înălțarea cuprinde și piemontul, rîurile se fixează și se adîncesc pînă la un nou profil de echilibru, după care pot reîncepe aluvionare dinspre avale. Cînd subsidența se extinde și peste marginea muntelui, piemontul avansează peste acesta, formînd mai întîi conuri și glacisuri de eroziune (fig. 142). Așa a fost, spre exemplu, situația cu o serie de piemonturi ce s-au dezvoltat la marginea Carpaților, începînd din sarmațian și care ulterior au fost distruse. O altă situație, relativ frecventă, este aceea cînd cutarea cuprinde și piemontul la zona sa de contact cu muntele. Aici apare un nou lanț muntos sau submuntos ; partea din față a piemontului își încetează uneori construcția, ca în piemontul Getic la apariția Subcarpaților, sau și-o continuă mai în avale ca la poala sudică a Himalaiei.

c. Rețeaua hidrografică

Hidrografia piemontului are un aspect specific atît ca dispunere și evoluție cît și ca acțiune morfologică. Este o rețea puțin densă, curge la suprafață, malurile înseși fiind construite din propriile aluviuni. Albiile se colmatează relativ repede și de aceea cursurile se vor schimba des prin divagări, deversări, captări. Difluențele sînt caracteristice. Văile au în general apă puțină, seacă cu ușurință, se umflă în schimb în timpul averselor. Rîurile principale reușesc să-și mențină albii stabile pentru perioade îndelungate de timp, dar aproape totdeauna sînt deviate pe una din laturile conurilor.

Ca dispunere, sînt specifice zonele de convergență și de divergență a rețelei. Unele din acestea sînt impuse de mersul subsidenței, de anumite contacte tectonice interioare încă active. Multe altele sînt însă impuse de forma și mărimea conurilor piemontane, de modul lor de îmbinare, de necesitatea aluvionării cît mai uniforme a întregului spațiu piemontan.

Rîurile ce cară aluviuni multe vor clădi conurile cele mai mari şi ele vor fi primele ce se abat spre rîurile mai puţin încărcate, cucerindu-le albiile.

După ce piemontul a încetat să se mai construiască, reţeaua hidrografică îşi schimbă caracterele : se adînceşte devenind stabilă, se impune epigenetic, se creează o generaţie nouă de văi cu izvoarele în piemont ; aceasta din urmă se adaptează şi ea formei conurilor piemontane, dispunerii pînzelor de apă ce le alimentează şi în ultimă instanţă structurii de fundament (vezi şi „Evoluţia descendentă").

d. Structura piemontului

Ea rezultă din procesele de depunere şi din cele care acţionează ulterior. Este vorba de aluviuni, începînd cu pietrişuri de diferite dimensiuni, amestecate cu nisipuri şi păturí sau lentile de argilă. Structura este deci încrucişată. Pietrişurile sînt relativ rulate sau slab rulate, multe au aspect lătăreţ, adesea întîlnindu-se chiar blocuri imense colţuroase. Mărimea materialelor scade din amunte spre avale ; pînze de pietrişuri mărunte se pot întîlni pînă la foarte mari distanţe de frontul muntelui. La periferia piemontului domină nisipul şi argila. În multe cazuri şi pătura superioară este formată din nisipuri şi argile fie depuse mai recent de către viiturile devenite tot mai mici, fie provenite din descompunerea în loc a aluviunilor (fig. 143). Dar aluviunile descresc în fineţe spre păturile superioare ale piemontului, deoarece şi versanţii bazinelor montane, care au evoluat foarte mult, furnizează material tot mai fin.

Fig. 143 — Deschidere într-un piemont din Lăpuş (foto, Gr. Posea).

Prezenţa blocurilor mari este rezultatul acţiunii scurgerii torenţiale din zonele muntoase semiaride. La furtunile enorme (denumite „cloudbursts" în S.U.A.) ele pot fi cărate prin alunecare în masa mîloasă a torenţilor noroioşi („mudflows") sau prin rulare pe bolovanii mai mici, pe sistemul rulmenţilor. Chawner[1] arată că rîul Montrose (N. de Los Angeles) a deplasat blocuri de 10 tone, că un bloc de 85 tone mergea pe o pantă de 5—6% şi,

[1] Citat de Taillefer.

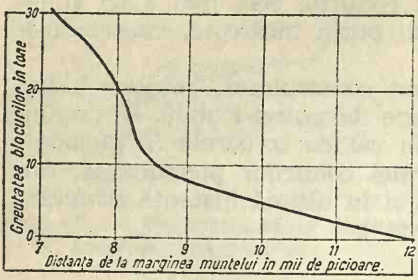


Fig. 144 — Descreşterea grosimii blocurilor unui depozit torenţial (după, C h a w n e r).

că, în total, pe conul rîului s-au depus, în cîteva ore, 700 000 m³ de aluviuni. Astfel de îngrămădiri de blocuri foarte mari sînt numite adesea f a n g l o m e r a t e, f a n g r a v e l s, sau bajadabreccia (după L a w s o n, 1913). Desigur că posibilitatea deplasării acestora spre avale descreşte repede (fig. 144).

Circulaţia apei în pînzele acumulărilor piemontane, precum şi timpul şi nuanţa climatică au dus obişnuit la o alterare mai pronunţată a pietrişurilor piemontane decît spre exemplu a celor de terasă. Alterarea în piemonturile vechi, nefuncţionale, apare uneori atît de avansată, că este destul să atingi unele pietrişuri pentru a se desface în praf sau nisip ; aşa spre exemplu, şisturile cristaline dau argilă, granitul dă arenă sau nisip etc. Cel mai bine rezistă cuarţul, deşi capătă şi el o aureolă de degradare, o patină cu aspect de poleială, de metale vechi sau de roşu. În alte cazuri, apar cruste feruginoase cimentate cu oxid de magneziu, sau hematit roşu ; aşa sînt argilele roşii de la poala Alpilor italieni denumite „ferreto". Alteori, cimentul e din carbonat de calciu, ca în cîmpiile înalte din Texas.

Alterările duc pe alocuri la dominarea argilei şi a nisipului faţă de pietriş. Structura de tip torenţial începe să devină tot mai puţin observabilă, pietrişul apare ca disiminat în masa argilei, uneori dispărînd cu totul în pătura de suprafaţă (G r. P o s e a, 1962, p. 96). În zonele afectate de faze periglaciare, îngheţul şi dezgheţul a contribuit la modificarea structurii atît în interior, cît şi la suprafaţă, prin adăugarea unor noi materiale fine sau de tipul grohotişului.

Grosimea stratelor de pietriş este foarte variabilă. În zonele neafectate de subsidenţe mari, ele au de la cîţiva metri pînă la cel mult 200 m. Unde subsidenţa e activă, grosimea pietrişurilor capătă proporţii deosebite. Pe verticală se pot deosebi uneori pînze distincte piemontane, ce reprezintă paroxisme momentane ale înălţării muntelui sau anumite schimbări climatice.

În ce priveşte contactul cu subasmentul, acumulările piemontane pot fi : discordante peste o suprafaţă anterioară de eroziune, discordante peste o suprafaţă de glacis formată relativ concomitent cu piemontul, sau, în continuitate relativă de sedimentare (în cazul molaselor).

e. Evoluţia descendentă a piemonturilor

Această etapă începe atunci cînd pe piemont procesul de acumulare a încetat să mai fie preponderent. Fără a interveni alte cauze, simpla atingere a unui profil de transport, bine echilibrat, între munte şi pie-

mont duce, cu timpul, la înlocuirea lentă a acumulării cu eroziunea. Versanţii muntelui furnizînd tot mai puţin material şi tot mai fin, rîurile îl pot transporta în întregime pînă spre ocean ; în acelaşi timp unda viiturilor poate să se încarce şi cu material din partea superioară a conurilor piemontane, erodîndu-le insesizabil. Piemonturile şi conurile îşi păstrează forma dar se reduc lent, pe principiul reducerii profilului de echilibru dinamic.

Cel mai adesea, intervin însă cauze care nu permit o astfel de evoluţie descendentă lentă, ci o accelerează, imprimîndu-i trecerea printr-o serie de faze mai mult sau mai puţin distincte. Aceste cauze sînt : schimbarea climei, care modifică debitul, competenţa şi regimul rîurilor, determinînd o eroziune lineară mai activă ; mişcări de înălţare, care afectează şi piemontul ; scăderi importante ale nivelului de bază. Dar, şi în asemenea condiţii, evoluţia piemontului continuă, sub o formă încetinită, şi după ce cauzele amintite şi-au făcut apariţia ; motivul este grosimea sedimentelor, care face ca apa rîurilor, ce vin din munte, să fie absorbită în interior şi aluviunile să se depună tot în piemont. De aceea, o perioadă foarte îndelungată de timp, piemonturile se conservă, uneori deosebit de bine, şi în noile condiţii. În această categorie se găsesc multe din piemonturile formate la sfîrşitul pliocenului şi mai ales în villafranchian.

Evoluţia descendentă duce la fragmentarea şi apoi la distrugerea piemontului, inclusiv a depozitelor dacă baza acestora nu se află coborîtă sub cîmpia din faţă. Pot fi remarcate, şi în acest mers descendent, o serie de faze, dar care nu apar cu obligativitate la orice piemont.

— Faza de platouri piemontane sau faza desprinderii piemontului de munte este prima ce poate fi observată, după ce piemontul a încetat să se mai construiască din plin. Ea începe o dată cu primele tendinţe de adîncire ale reţelei hidrografice, care coboară din munte, şi poate îmbrăca două aspecte. Un prim aspect, cînd adîncirea se face mai ales în partea superioară, pornind de la contactul cu muntele. Aici are loc o eroziune lineară, dar şi laterală, în formaţiunile piemontane, sculptîndu-se terase. Cu materialele roase, rîurile construiesc, în avale, noi poale piemontane, executînd totodată şi puternice devieri laterale. Un exemplu îl constituie Piemontul Cîndeşti, spre valea Dîmboviţei (D. Paraschiv, 1966). O altă direcţie de evoluţie, pricinuită de climatul nou şi de grosimea sedimentelor, apare atunci cînd apele nu mai rezistă sub formă de cursuri longitudinale, din cauza infiltrărilor. Ele se grupează şi rod mai ales la contactul cu muntele, unde se vor naşte depresiuni alungite şi chiar văi ; unele din ele se extind prin captări. Reţeaua principală se instalează paralel cu abruptul, erodînd piemontul ca pe o cuestă. Este cazul cîmpiilor înalte din Texas, studiate încă de John-

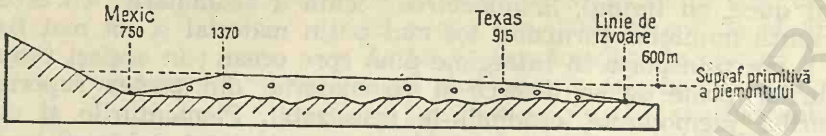


Fig. 145 — Desprinderea piemontului de munte (după, J o h n s o n).

s o n[1], unde urmele vechii reţele longitudinale se pot încă reconstitui.

În ambele tipuri de evoluţie, ale acestui stadiu, la contactul cu muntele apar înşeuări şi o serie de bazinete ce dau, în ansamblu, un uluc depresionar. Acesta detaşează piemontul de muntele care l-a născut (fig. 145). În rest, între văile longitudinale adîncite, dar foarte rare, se păstrează adevărate p l a t o u r i s a u „m e s a s“ p i e m o n t a n e ; foarte bine se menţin acelea care în interiorul lor au şi cruste calcaroase, feruginoase etc., specifice climatelor semiaride. Se pot cita, pe lîngă cele din Texas, platourile de la poala Alpilor italieni, platourile cu aluviuni de tip r a n a s (ranales sau rana) din Spania şi Portugalia (pietriş format din cuarţite, cuarţ, şist silicios etc., deci rezistente la eroziune, cu înclinare de 8—10‰, care ocupă mare parte din Meseta, socotite villafranchiene de către cercetătorii spanioli), apoi cele din India (unde văile longitudinale sînt foare largi şi se numesc „doun“) şi chiar Piemontul Getic.

Văile ce despart fîşiile de platou îşi au originea în munte ; o altă generaţie se fixează însă şi la poala piemontului, alimentată de reţeaua izvoarelor de la baza pietrişurilor. Văile, în acest stadiu, au cursuri dispuse paralel cu abruptul montan, cursuri longitudinale peste piemont, dar mai ales cursuri ce deviază oblic (exemplu Argeşul, Dîmboviţa) şi se înmănunchează convergent. Noua generaţie ce se dezvoltă regresiv, pornind de la baza conurilor, se dispune în evantai. Dar, un fapt ce pare a caracteriza majoritatea acestor văi este disimetria lor, disimetrie ce se menţine şi în fazele următoare. Ea poate avea mai multe cauze : devieri laterale impuse de unele locuri subsidente, devieri pe con, devieri din combinarea eroziunii în adîncime cu cea laterală ; alteori, este vorba de asimetrii mai recente cauzate de climatele periglaciare (solifluxiuni pe versantul expus, acţiunea vîntului, a depunerilor loessoide etc.).

În această fază, şi în parte în următoarea, piemontul se individualizează cel mai bine ca unitate aparte, deoarece, pe de o parte s-a detaşat de munte, pe de alta, linia inferioară de izvoare ca şi bazinele generaţiei de văi ce se nasc aici, îl delimitează şi faţă de cîmpie.

— F a z a d e î n c e p u t a f r a g m e n t ă r i i l o n g i t u d i n a l e[2] sau faza de doaburi, se realizează prin adîncirea puternică, în piemont,

[1] Citat de T a i l l e f e r.

[2] O numim de „început“ deoarece fragmentarea longitudinală continuă şi în fazele următoare.

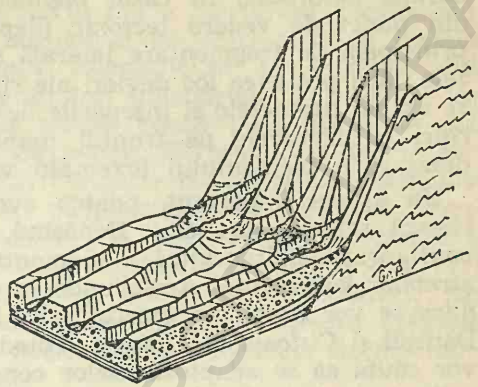


Fig. 146 — Fragmentare longitudinală a piemontului.

în primul rînd a rețelei coborîte din munte (fig. 146). Această fază poate să devanseze pe cea anterioară și este impusă de mișcările de ridicare ce afectează piemontul. Ea ține, teoretic, pînă cînd rîurile ating baza acumulărilor piemontane. Văile, dezvoltîndu-se în material aluvionar, sînt în general foarte largi, iar la secete pot pierde total apa. Între rîuri rămîn niște interfluvii largi, denumite în cîmpia Indo-gangetică *doaburi*[1] (W. Davis), sau mesopotamii. Pe măsură ce văile se lărgesc, precum și pe măsură ce în piemont se naște o rețea proprie de văi, interfluviile se îngustează tinzînd spre forma unor creste, denumite *serres* în piemonturile pireniene, *ridel* în Bavaria, coline sau *muscele* la noi. Aceste creste nu sînt perfect paralele, ci apar mai mult ca niște digitații, din cauza rețelei hidrografice, care se instalează în funcție de forma conurilor, îngemănarea lor și mersul pînzelor argiloase care dau izvoare.

Dacă văile își opresc adîncirea, fără să fi depășit baza pietrișurilor, și se lățesc lateral pînă la unirea luncilor, ele pot crea o cîmpie de eroziune piemontană ; aceasta poate fi numită *sub faza cîmpiei piemontane de eroziune*. Ea apărea însă și în faza anterioară, ca și în fazele de construire a piemontului. Asemenea subfaze sînt specifice mai ales zonelor cu subsidență și nu dau cîmpii unitare pe spații mari.

— *Faza fragmentării transversale* începe o dată cu apariția de afluenți laterali născuți în piemont. Aceștia se dezvoltă mai ales din momentul cînd rîurile principale ating sau depășesc baza pietrișurilor. Abundența izvoarelor, la acest nivel, impune îndesirea drenajului de suprafață. Interfluviile longitudinale (doaburi, ridel) sînt tot mai mult îmbucătățite, transversal, oblic sau digitat. Piemontul începe să-și piardă vechea sa fizionomie și se transformă tot mai mult într-o

[1] „Miau-do-ab"=între două ape.

unitate deluroasă. În cazul piemonturilor situate pe zone mai stabile din punct de vedere tectonic (depresiuni intramontane etc.), acțiunea principală de fragmentare laterală se produce tot la contactul cu muntele ; aici pot avea loc devieri ale rîurilor ieșite din munte, chiar captări, se extind bazinetele și înșeuările de contact. Tot acum, apar și o serie de rîuri cu izvoarele pe frontul muntelui care participă la acțiunea de detașare a piemontului (exemplu valea Cia în Lăpuș).

Un aspect important, pentru evoluția viitoare a reliefului, îl marchează rețeaua de văi. Depășind, prin adîncire, pătura pietrișurilor, configurația hidrografică a piemontului va fi *impusă epigenetic* stratelor subjacente. Acolo unde în calea apelor apar benzi de roci mai dure se vor naște, pe încetul, *chei* sau *strîmtori* (exemplu, cheile Dănești și Cufoaia din Lăpuș). Totodată, văile, și în special cele recente, vor căuta să se adapteze noilor condiții structurale și petrografice dezvelite prin îndepărtarea pietrișurilor. Cele care vor fi cu totul favorizate, în ce privește adîncirea, vor produce și captări, dezlănțuind o remaniere a vechii orientări a hidrografiei. Unde frontul muntos este festonat, prezentînd golfuri, unele văi se axează în lungul contactului cu muntele, așa cum apare Săsarul în depresiunea Baia Mare (fig. 147, 7).

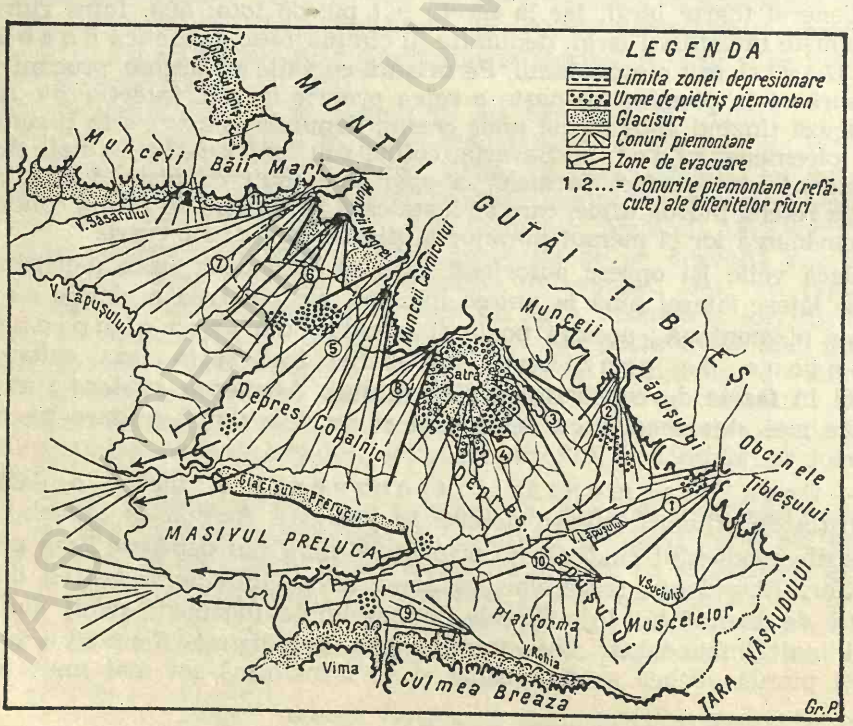


Fig. 147 — Bazinul Lăpușului. Veche extindere a conurilor piemontane.

— Faza fragmentării totale, sau a martorilor piemontani, se realizează atunci cînd văile şi bazinetele de eroziune s-au instalat adînc pe locul piemontului. Versanţii interfluviilor se întretaie sub vechiul nivel piemontan, pietrişurile au fost îndepărtate. Din loc în loc, în condiţii cu totul favorabile, din vechea pînză piemontană se mai păstrează unele resturi, sub formă de petice. Ele pot avea forme de : înşeuări cu pietrişuri groase, interfluvii înguste cu pietrişuri disiminate rar pe suprafaţa lor, petice mai mari cu pietrişuri în strat gros reprezentînd monadnokuri de poziţie. Acestea pot servi uneori la reconstituirea vechilor conuri piemontane aşa cum s-a realizat în Lăpuş (fig. 147). Piemontul s-a transformat, în acest stadiu, într-o regiune colinară sau de dealuri. Reţeaua hidrografică mai păstrează unele direcţii epigenetice, dar în general tendinţa, atît a apelor cît şi a formelor de pe interfluvii, este de a se adapta la structură.

f. Raportul cu formele similare sau corelate

Piemonturile apar împreună cu alte forme de relief, uneori similare, între care există anumite relaţii genetice sau de tranziţie. Cel mai adesea, sînt asociate cu glacisuri de eroziune şi chiar cu pedimente, acestea din urmă reprezentînd suprafeţe dezvoltate pe roci dure pasibile de dezagregări arenacee în climatele semiaride. Cînd condiţiile favorizează, pe de o parte înaintarea în munte a glacisurilor sau pedimentelor, iar pe de alta acumulări piemontane pe extremităţile acestora, atunci cele două forme apar asociate. Zona, în mare, poate fi socotită piemont. Asemenea raporturi au fost descrise in SV-ul Statelor Unite, mai ales în Munţii Arizonei şi Noul Mexic. Geomorfologii americani (Johnson, Mac Gee, Davis, Bryan ş.a.) indică aici pedimente care, spre avale, se afundă într-o pătură aluvială tot mai groasă. Situaţii similare sînt în Marele Atlas (Dresch, 1941) şi în Munţii Asiei Minore. Există şi cazuri cînd glacisurile, în număr de două pînă la patru, se prelungesc din cîmpie peste muntele propriu-zis pe distanţe foarte mari, fără a se produce o aluvionare piemontană, ci numai o pătură subţire care poate fi spălată în condiţii de nonfuncţionare ; E. de Vaumas (1964) citează piemontul oriental din Anti-Liban, care apare la prima vedere ca un glacis unitar imens, ce coboară de la 1 700 la 1 200 m. Astfel de unităţi pot fi socotite, pe ansamblu, piemonturi de glacis ; înclinarea lor este mai mare decît a piemontului acumulativ.

Cînd zona montană nu este prea înaltă, cînd rocile sînt dure şi bazinele hidrografice reduse sau aproape inexistente, atunci se dezvoltă bine glacisuri sau pedimente şi nu piemonturi.

Cea mai tipică asociere şi corelare a piemonturilor apare faţă de bazinetele de eroziune din munte şi faţă de bazinele-con şi prispele de pe rama frontului muntos (Gr. Posea, 1962).

Bazinetele se dezvoltă pînă la adevărate depresiuni intramontane, care, prin extinderea laterală, reduc interfluviile, mărind enorm spaţiul de aerare al muntelui. În ce priveşte bazinetele-con sau simplele conuri de eroziune, ele se îngemănează de la o gură de rîu la alta, dînd o prispă relativ unitară ca altitudine. La noi în ţară se menţin încă bine pe glacisul Mureşului între Alba-Iulia şi Deva (Gr. Posea, 1969). Cînd rîurile se adîncesc, bazinetele şi prispele rămîn sub formă de umeri.

Terasele constituie încă un element specific piemonturilor. Ele nu apar în funcţie de nivelul de bază, ci mai ales ca urmare a climei, a mersului mişcărilor din munte sau ale subsidenţei. Ca forme tipice, ele aparţin climatelor moderate (temperate), unde procesele fluviatile sînt active pe fundul văii (nu şi pe interfluvii). În piemont, pot fi terase „normale", formate în fazele cînd are loc fragmentarea longitudinală ; ele se extind mult ca lăţime şi se dispun în evantai. Foarte adesea se realizează terase îmbucate şi rezemate, ca forme specifice piemontului (v. fig. 110). De asemenea, pe marginile piemonturilor intrate în faza descendentă a evoluţiei, se observă trepte, similare teraselor, ce trec pe interfluviu de la o vale la alta ; acestea reprezintă fruntea unor pînze distincte de aluvionare, care au înaintat sacadat spre zona de cîmpie ; alteori ele sînt formate prin devierea laterală a rîurilor spre baza muntelui, după sistemul conurilor de eroziune ; ele sînt denumite uneori terase piemontane.

g. Tipuri de piemont

La nivelul globului piemonturile sînt încă puţin studiate şi de aceea nici tipizarea şi clasificarea lor nu este întru totul definită. Fiind forme de relief ce afectează spaţii mari şi depinzînd în primul rînd de tectonică şi climă, tipizara lor trebuie să pornească, în primul rînd, de la aceste două elemente. Una din primele clasificări o încearcă Fr. Taillefer (1951) şi anume după tipul muntos sub care se dezvoltă, după climă şi după gradul de evoluţie. Redăm această clasificare cu o serie de modificări şi completări.

După tipul de munte, piemonturile se pot dezvolta :

— sub masivele vechi, mai ales cînd au deasupra o cuvertură sedimentară groasă şi denivelarea este destul de mare ; aşa sînt : Vosgii gresoşi, Jura Suaba, Tassili din Hogar. Piemonturile se pot dezvolta la poala frontului de cuestă sau la marginea abrupturilor de falie. Ele sînt în general reduse şi combinate cu glacisuri. Masivele fiind peneplenate şi constituite în principal din roci cristaline, nu oferă un cîmp prea larg eroziunii fluviatile. Aceste piemonturi sînt relativ noi, mai ales glaciare ;

— sub lanţurile Alpine (piemonturi subalpine), specifice fiind în sudul Alpilor şi sudul Himalaiei. Aici denivelările frontului muntos merg pînă la mii de metri. Extinderea şi fragmentarea muntelui, precum şi rocile sedimentare, care domină în constituţia lor, oferă un teren prielnic ero-

ziunii accelerate şi construirii celor mai vaste piemonturi. Ca o tendinţă, relativ generală, este cutarea şi alipirea la munte a părţii superioare a piemontului (Siwaliks, avant-cordilieră la S de Himalaia) şi subsidenţe, care fac ca miopliocenul să atingă 7—10 000 m grosime. În acelaşi tip intră şi bună parte din Cordilierii americani, Tian-Şanul şi chiar o serie de gropi din Pacific (Kermadec-Tonga, Sonde, Filipine, Tuscarora) ;

— sub lanţul Carpatic, ca subtip alpin, la care se ataşează Pirineii, Atlasul Înalt marocan, Caucazul şi o parte din Stîncoşi. Aici amplitudinile sînt mai reduse, depozitele mai puţin cutate, în afară de zonele diapire specifice mai ales Subcarpaţilor care au apărut, în bună parte, pe fişia piemontană. În Carpaţi, un aspect aparte îl au piemonturile depresiunilor intramontane, care pot fi interne, larg deschise, golfuri etc.

Piemonturile alpine şi carpatice au început să evolueze din miocen (în unele cazuri chiar din oligocen), au fost distruse în anumite faze, iar cele care se păstrează azi sînt de la sfîrşitul terţiarului şi mai ales din villafranchian ; relativ puţine sînt funcţionale şi azi. Totodată, atît cele funcţionale cît şi cele nonfuncţionale se pot diferenţia după o serie de condiţii locale şi regionale specifice ramurilor, grupelor sau masivelor muntoase.

Clasificarea după tipul de lanţ muntos se impune a fi completată şi cu o serie de condiţii regionale şi locale, încă nu pe deplin studiate.

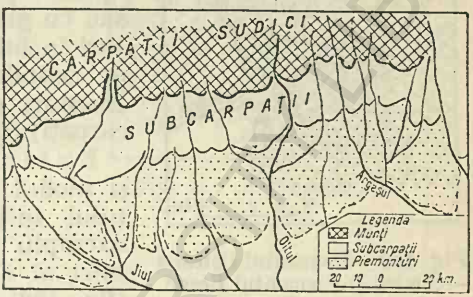


Fig. 148 — Piemontul Getic.

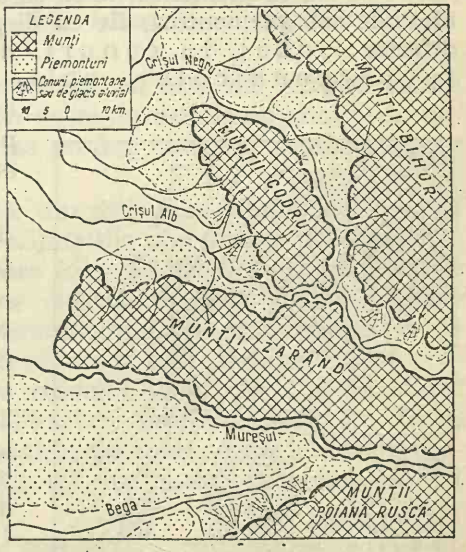


Fig. 149 — Piemonturi în golfurile vestice carpatice.

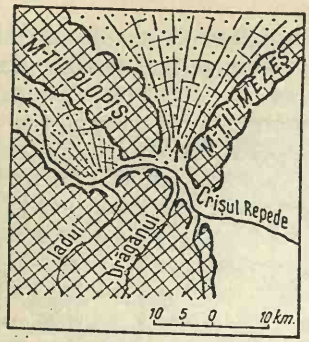


Fig. 150.—Piemontul Oșteana—Șimleu și Piemontul Borod.

În cadrul condițiilor regionale un rol important îl joacă aspectul frontului montan; el poate fi rectiliniu (pe falii) și atunci apare o poală largă de piemont (fig. 148), frînt sau cu golfuri rezultate din falieri (cu piemonturi în interiorul golfului) (fig. 149; 150), lobat de extinderea intrîndurilor de eroziune (cu piemonturi ce înaintează în munte sau în Subcarpați) (fig. 151).

Extinderea bazinelor de eroziune și modul lor de debușare, în exteriorul frontului influențează aspectul piemontului; de exemplu frontul rectiliniu, cu bazine dese și mici al Făgărașului, a dat un glacis aluvial (fig. 152), pe cînd versantul sudic al Carpaților, cu bazine mai mari, a dat un piemont larg și relativ uniform (piemontul Getic, fig. 148); văile Carpaților Răsăriteni și în primul rînd Bistrița, cu bazine foarte vaste, au dat conuri piemontane relativ individuale dar deosebit de extinse; ceva similar a realizat Someșul, Cibinul ș.a. (fig. 151; 153).

Intensitatea și poziția subsidenței (lentă sau activă, apropiată sau depărtată de munte) contribuie de asemenea la diversificarea dezvoltării și aspectelor piemonturilor.

Toate cele indicate mai sus nu sînt în fapt tipuri de piemont, ci condiții care fac, fie ca piemonturile să se dezvolte sub formă de conuri, glacisuri aluviale sau piemonturi, fie ca dispunerea lor spațială să aibă contururi diferite: lobat, în conuri distanțate, conuri orientate perpendicular, oblic sau chiar paralel cu munte le, piemonturi interne, poale și cîmpii piemontane etc. (v. fig 147—153).

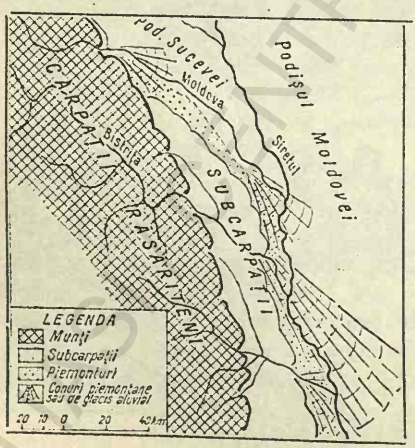


Fig. 151 — Piemonturi la estul Carpaților Răsăriteni.

După climă, piemonturile pot avea o dezvoltarea maximă, redusă sau inexistentă.

— Climatul mediteranean este unul din cele mai favorabile. Regimul rîurilor este spasmodic; viiturile sînt violente, adevărate potopuri. O ploaie poate da 250—1000 mm pe zi, ceea ce duce la scurgeri de 15 000—16 000 l/sec/km^2 sau 2000—2200 m^3, așa cum a realizat Orba din Apenini sau Ancinale Calabrais în 1935 (M. Pardé, 1949). Violența este mărită de obstacole ce apar momentan (baraje de blocuri, de arbori, de alunecări) și care, la rupere, creează o undă

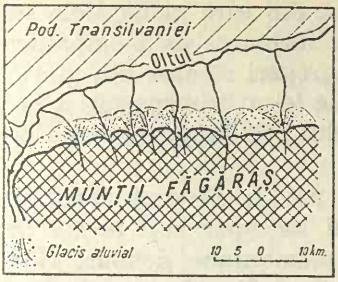


Fig. 152 — Piemontul Făgărașului (glacis aluvial și conuri de eroziune).

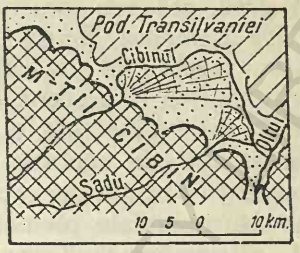


Fig. 153 — Piemontul Cibinului.

maximă. Debitul solid este foarte ridicat, 10—15%, iar în condiții locale, mîlurile pot atinge și 40% ; cea mai mare parte a acestor enorme cantități de materiale este împrăștiată la poala muntelui, pe distanțe de zeci de km. Contrastul climatic dintre muntele relativ umed și cîmpia secetoasă, precum și dintre secetele prelungi și ploile scurte, accentuează procesul acumulărilor piemontane. Cele mai tipice piemonturi apar pe latura nordică a Mediteranei, adică spre climatul temperat ; pe latura sudică ele se apropie mai mult de glacisuri și pedimente, care devin apoi dominante. În zona mediteraneiană, partea muntoasă dinspre ocean are viituri mai moderate, transportul e mai lent și piemonturile par a fi în faza de fragmentare, pe cînd latura mediterană a Alpilor este încă în construcție.

— Climatul musonic realizează piemonturi cu atît mai extinse cu cît anotimpul secetos e mai îndelungat. Un exemplu este Pendjabul și în general piemontul himalaian. Procesele se produc oarecum similar zonelor mediteraneene.

— Climatele subdeșertice reprezintă tranziții, care exagerează uneori contrastele zonelor mediteraneene. Precipitațiile sînt foarte neregulate și sub formă de averse extrem de violente (c l o u d b u r s t - f l o o d s-urile americanilor). În regiunile bîntuite de ciclonii tropicali violența crește enorm (Texas, California), ca și în regiunile unde se întîlnesc mase de aer cu temperaturi foarte diferite (Africa de N ș.a.). Debitele ce se realizează în astfel de momente — ca de exemplu 1000 l/sec/km^2 pe Miami River (fără bazin muntos) sau 16 000 l/sec/km^2 pe Seco Creck din Texas (M. P a r d é, 1949) — împrăștie materialele pe foarte mari distanțe, creînd piemonturi extinse, cu pantă mică (și nu înecare deșertică pe loc, sau pe distanțe mici).

— Climatele temperate — datorită vegetației care protejează relieful, transportului aproape continuu și eroziunii lineare preponderente — nu dau piemonturi. Cele care există sînt mai vechi și în diferite stadii de

fragmentare. Unele depresiuni intramontane, din care materialele se evacuează greu, pot crea totuși condiții pentru formarea de piemonturi restrînse. De asemenea, zonele cu multe dezagregări rămase din glaciar reprezintă o rezervă de aluviuni pe care rîurile le-au transportat și în postglaciar, uneori și în prezent, la poala muntelui ; tendința este însă de a le evacua, în ultimă instanță, și de aici.

După stadiul de evoluție, piemonturile pot fi funcționale sau nonfuncționale, iar acestea la rîndul lor apar sub forma de conuri, glacisuri aluviale, piemonturi, platouri piemontane, doaburi, ridel etc. Apariția diferitelor stadii, sau rămînerea la unul din ele, este în legătură nu numai cu timpul, ci și cu tectonica, clima și alte cauze.

În cadrul clasificării generale, sînt de amintit și piemonturile de glacis, precum și pseudopiemonturile. Acestea din urmă sînt formate din suprafețe structurale monoclinale, peste care se poate împrăștia, la un moment dat, o pătură subțire aluvială ; alteori sînt suprafețe rezultate din scurgerile de lave peste care se suprapun aglomerate și chiar aluviuni (piemonturi structurale) ; panta lor este dată în primul rînd de structură. Tot în această categorie se încadrează și piemonturile de gheață, clădite prin îngrămădirea acesteia la poala masivelor din zonele polare, așa cum este Malaspina.

h. Importanța studiului piemonturilor

Piemonturile constituie una din formele cele mai mari de acumulare subaeriană, reprezentînd, în anumite perioade, o tendință specifică, relativ generală, de evoluție morfologică a unor mari teritorii. Dar, pe lîngă importanța în sine, prin poziția de contact, piemontul imprimă în structura sa elemente care, prin descifrare, indică desfășurarea morfogenezei, atît în munte cît și în cîmpie. Piemontul este fiu al muntelui, născut și crescut spre cîmpie și, ca urmare, redă, prin legăturile ce le are în cele două sensuri, evoluția raporturilor în timp între cele două tipuri de mari unități — munte și cîmpie. Dacă evoluția muntelui se studiază mai ales prin metoda nivelelor de eroziune iar cîmpia după coloana stratigrafică și scara teraselor, evoluția piemonturilor face apel la ambele.

Pentru a deduce toate aceste raporturi, studiul piemonturilor trebuie să cuprindă analiza sedimentelor și analiza formelor. Analiza sedimentelor se referă la : grosime, depistarea de pînze (extensiune, caractere, raporturile dintre ele), granulometrie, litologie, cruste, evaluarea cantitativă a sedimentelor etc. Din punct de vedere al formelor se urmăresc aspectele de ansamblu sau particulare :

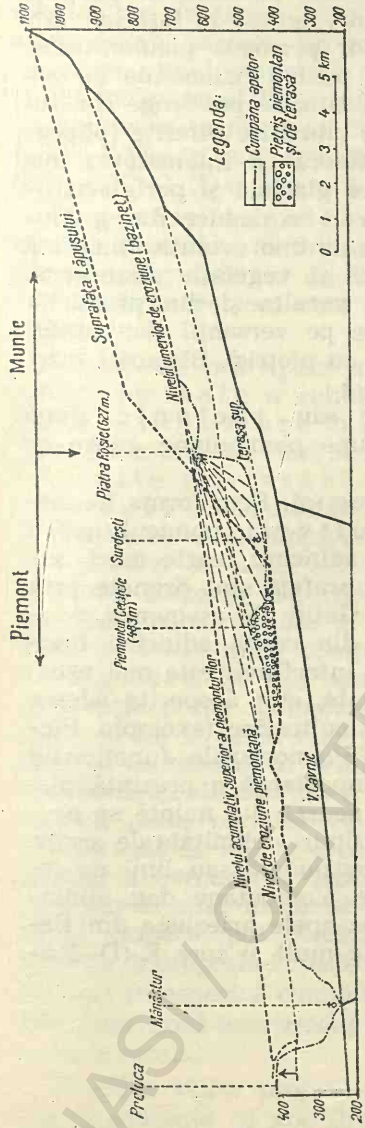


Fig. 154 — Profile longitudinale pe valea Cavnic.

forma piemontului, altitudinile, îmbinarea și extinderea conurilor componente, mersul profilului longitudinal (profilele diferitelor pînze sau discordanțe); apoi, suprafețele de eroziune (de piemont, glacisuri, pedimente, suprafețe fosile subpiemontane), terasele (mersul altitudinilor relative, tipul — îmbucate, în evantai etc.); urmează studiul bazinetelor corelate dezvoltate în munte (umeri, nivele și racordarea lor cu discordanțe, cu pînze sau umeri din piemont) și studiul hidrografiei (văi fosile îngropate de piemont, rețeaua de piemont — văi ieșite din munte, din piemont, gruparea lor în spațiu; rețeaua în faza evoluției descendente — captări, văi de contact, epigeneze, chei etc.).

Din asemenea studii se pot trage o serie de concluzii cum ar fi :

— evaluarea mișcărilor din munte. De exemplu suprafața Lăpușului are azi în munte 900—1100 m, iar sub piemontul depresiunilor din față numai 350—500 m; rezultă o înălțare de 5—600 m în munte (fig 154);

— evoluția subsidențelor din cîmpie. Grosimea mare a sedimentelor și dispunerea convergentă a hidrografiei indică lăsări mai importante în locurile respective;

— evoluția frontului muntos are două extreme: retragerea frontului, cînd piemontul a înaintat prin glacisuri sau pedimente (retragerea rectilinie sau cu intrînduri), sau înaintarea acestuia prin cutări ce afectează și părți din piemont;

— evaluarea eroziunii zonei montane și a vîrstei suprafețelor. De exemplu, P. Gabert (1965) apreciază că volumul sedimentelor depuse în piemontul și cîmpiile lui Po, inclusiv delta, au 80 000 km^3 (40 000 km^3 în cuaternar și tot atîtea în policen), adică un

volum care depăşeşte aeraţia actuală a văilor montane, indicînd o medie de reducere a altitudinilor cu 953 m. Aceasta înseamnă că în Alpi nu există suprafeţe de eroziune vechi (aşa cum arată unii cercetători italieni) ci, cel mult, umeri şi nivele recente. Situaţia este similară în Carpaţii de Curbură unde cantitatea sedimentelor pliocene, depuse în faţa lor, este deosebit de mare. Chiar şi în restul Carpaţilor perioada piemonturilor a constituit o etapă dintre cele mai principale pentru fizionomia lor actuală (Gr. Posea, V. Velcea, 1964). Totodată, se pot trage concluzii în ce priveşte cantitatea eroziunii pe sisteme climatice diferite (pliocen şi cuaternar); pentru Alpi P. Gabert consideră că intensitatea mai mare din cuaternar a fost cauzată de eroziunea glacială şi periglaciară;

— aprecieri asupra tipului climatic deduse din granulometria sedimentelor. Fineţea lor poate rezulta dintr-o evoluţie înaintată a versanţilor montani (munţi joşi), climă caldă şi vegetaţie abundentă, care facilitează eroziunea chimică; dar poate rezulta şi din producţia abundentă de praf glaciar şi nival provenit de pe versanţii şi suprafeţele montane (profilul, în acest caz, e amestecat cu pietriş). Blocurile mari indică în schimb regim spasmodic, semiarid etc.;

— evaluarea ritmului climatic sau tectonic după existenţa unor discordanţe, suprafeţe de eroziune piemontane, pînze cu structuri diferite, umeri şi terase.

Piemonturile au şi o deosebită *importanţă practică*. Prin forma lor netedă şi foarte extinsă, oferă condiţii agriculturii, pomiculturii şi aşezărilor. Uneori însă, apa se găseşte la adîncimi foarte mari, suferind de „secetă", mai ales cînd pînzele de suprafaţă sînt drenate prin adîncirea văilor. Aşa se întîmplă în Piemontul Getic. De asemenea, circulaţia în sens transversal devine greoaie din cauza adîncirii fragmentării longitudinale; în schimb circulaţia pe interfluvii este mai uşoară. Piemonturile mai vechi, din zonele temperate, sînt acoperite adesea de o argilă fină glaciară, destul de improprie culturilor (exemplu Piemonturile Vestice sau din nordul României). Piemonturile funcţionale suferă în schimb de inundaţii. O mare importanţă o prezintă piemonturile sub aspect hidrogeologic. Apa scursă din munte se acumulează, în parte, în pînzele de pietrişuri sau nisipuri delimitate de argile. Ele se pot manifesta sub formă arteziană, ascensională sau linii de izvoare. De exemplu în Italia, frunţile pînzelor piemontane dau aliniamente de „fontanelii". La noi în ţară se cunosc apele arteziene din Beiuş, dar mai ales în Piemontul Getic, continuate mult şi spre E (D. Paraschiv, 1960).

3. CIMPIILE DE NIVEL DE BAZĂ

Cînd rîul intră în ocean dispare ca organism şi, o dată cu el, întreaga sa activitate. Toate materialele cărate se depun. Dacă relieful peste care şerpuieşte rîul, în înaintarea sa spre mare, reprezintă o zonă joasă, atunci aluvionarea se produce peste tot acolo unde profilul longitudinal este

sub echilibru (în raport cu încărcătura și cu secțiunea din amunte) ; iau naștere astfel, la marginea mării, cîmpii premarine de nivel de bază. Ele au o oarecare înclinare, însă mult mai mică decît a piemonturilor, deoarece aici ajung numai aluviuni fine, în general argilă și nisip. Panta lor este în medie sub 0,2‰, variind după climă și după lungimea rîului principal ce le clădește. În climatele aride au cea mai mare înclinare (1,2‰), după care urmează cîmpiile semiaride (0,6‰) ; de asemenea, panta este mai mare la rîurile ce merg puțin prin cîmpie (0,14—1,2‰) și mai redusă la rîurile ce depășesc 500 km în cîmpie (0,1—0,17‰) (De Martonne, 1948).

Aceste cîmpii se pot dezvolta mult, în detrimentul mării, atunci cînd lipsește mareea și cînd platforma continentală este extinsă și cu adîncimi foarte mici ; sistemul de înaintare este acela al deltelor succesive. Același lucru se petrece cînd pe o platformă continentală are loc o ușoară regresiune.

Caracterele principale ale cîmpiilor premarine sînt : netezire și uniformitate a reliefului, mare varietate hidrografică, extensiune mare în spațiu inclusiv la scara Globului. Relieful este format din albii de rîuri și mici escavațiuni reprezentînd resturi de albii părăsite sau tasări. Albiile cursurilor principale sînt delimitate de diguri construite la revărsări, apele curgînd adesea deasupra nivelului general al cîmpiei. Rîurile limpezi, cu izvorul în cîmpie, au albii mai joase și de aceea sînt invadate periodic de rîurile mari și cu multe aluviuni. Ruperea digurilor duce la inundații cu caracter catastrofal. Toate cursurile, dar în special cele cu aluviuni, au mers foarte meandrat, cu bucle mici, compuse; aici se întîlnesc adevărate meandre divagante. Și mai specifice sînt despletirile, insulele ce apar între brațe, schimbarea cursului principal pe ramuri secundare sau trecerea lui în albia mai joasă a unui rîu vecin pe care și-o adaptează pînă la colmatare. În felul acesta rîurile peregrinează pe spații de sute de kilometri, deplasîndu-și continuu și gura de vărsare, dacă relieful din această parte permite. Se citează obișnuit fluviul Huang-Ho, care, în ultima sută de ani, și-a mutat gura de vărsare cu 500 km. În România, Buzăul a executat o deplasare de circa 180° în estul Cîmpiei Române. Sînt cazuri cînd blocurile din fundamentul cîmpiei și liniile de fractură ce le despart pot efectua mișcări care determină, pentru mult timp, direcția hidrografiei ; este studiat în acest sens, rolul reliefului de fundament în aspectul cîmpiei joase a Amurului (D. A. Timofeev, 1963), sau falia nord-dobrogeană care a fixat gurile Dunării și în parte chiar gura Siretului.

În afara văilor propriu-zise se întîlnesc multe meandre părăsite care pot fi umplute cu ape (belciuge), cursuri anastomozate (limanele fluviatile), mlaștini, bălți sau lacuri alimentate de rîu (subteran sau la revărsări) și din precipitații. Cînd nivelul de bază a suferit coborîri, atunci au putut lua naștere chiar terase eustatice ; rar însă se întîlnesc mai mult de două terase.

Cîmpii similare pot să se dezvolte şi în jurul nivelelor de bază regionale sau locale. Aşa este cazul celor din jurul Aralului, Mării Caspice sau lacului Ciad. În această categorie de cîmpii de nivel de bază regional, sînt de amintit şi cele care au funcţionat în pliocen ca lacuri şi apoi au fost colmatate : Cîmpia Panonică, Cîmpia Română, Cîmpia Congoului mijlociu ş.a.

În ce priveşte *cîmpiile de nivel de bază local,* ele sînt mult mai restrînse, au un relief mai variat, în funcţie de condiţiile locale ce le-au creat. În această grupă pot intra cîmpiile depresionare (compuse adesea din multe conuri de dejecţie), cîmpiile rezultate din colmatarea unor lacuri, între care cele glaciare etc. Multe dintre ele pot fi denumite *cîmpii lacustre,* în măsura în care suprafaţa lor actuală a luat naştere prin colmatarea unui lac. Cîmpiile acestei grupe sînt însă repede fragmentate de văi, dînd terase locale, peste care se suprapun diferite generaţii de conuri.

G. VALEA. TIPURI DE VĂI

Forma principală, generală, creată prin eroziunea rîurilor este valea. Vale şi rîu sînt doi termeni asociaţi în limbajul curent, deoarece obişnuit se admite că orice vale corespunde cu un rîu (H. Baulig, 1953). La formarea văii contribuie din plin şi procesele de pantă, dar acestea sînt, într-o anumită formă, subordonate rîului. Noţiunea de vale este elastică, uneori chiar vagă şi contradictorie. La origine, termenul însemna mai ales „loc jos". Din acest sens se păstrează azi „avale" (contrar lui „amunte") şi chiar noţiunea de „avalanşă". Dar, chiar şi în înţelesul curent, diferenţele sînt uneori enorme. De exemplu, în munte, vale înseamnă tot spaţiul ce porneşte de la talveg şi ţine pînă în crestele celor doi versanţi ; la bază, lăţimea unei asemenea văi poate fi de cîţiva metri sau zeci de metri, iar înălţimea şi lăţimea la partea superioară de cîteva sute de metri. În cîmpie în schimb, valea are uneori numai nişte maluri de cîţiva metri, iar albia se lăţeşte la sute de metri (fig. 155). De la o deschizătură mică, efectuată de un pîrîu, pînă la dimensiunile fluviului Amazon, forma creată se numeşte deci tot vale. Această noţiune mai mult decît altele ce reprezintă forme de relief, apare ca foarte generală şi complexă în acelaşi timp. De aceea, vorbindu-se despre văi, se impune, de la început, concretizări sub formă de tipuri şi subtipuri.

Sub aspect general se pot prezenta totuşi elementele sale comune şi aspectele ce le îmbracă în profil transversal şi longitudinal.

1. Elementele unei văi

Acestea sînt : albia şi versanţii sau, în cazul cîmpiilor joase, albie şi maluri. La partea superioară, versanţii iau contact cu o fîşie relativ plată sau convexă denumită interfluviu ; cînd versanţii văi-

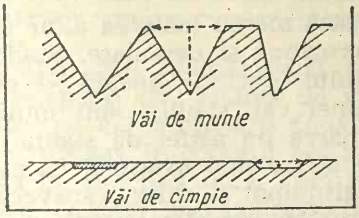


Fig. 155 — Tipuri de văi.

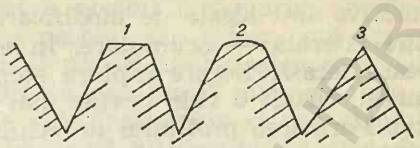


Fig. 156 — Tipuri de interfluviu.

lor vecine se unesc direct între ei dau o creastă (fig. 156). Versantul poate avea diferite trepte, dintre care unele au funcţionat altădată ca albii extrem de largi, rămase azi ca umeri, sau lunci obişnuite devenite terase [1]. Privită deci în profil transversal, o vale actuală poate rezulta dintr-o succesiune de văi, cele mai de jos fiind îmbucate în cele mai vechi (fig. 157).

În sens longitudinal, văile, mai ales cele mari, iau naştere prin încorporarea unor sectoare foarte diverse şi de vîrste diferite. De exemplu valea Jiului este formată din sectorul depresionar, de defileu şi cel de piemont ; fiecare are caracterele zonei în care se încadrează dar, pe de altă parte, fiecare sector a căpătat şi o oarecare solidaritate de evoluţie cu valea în ansamblu.

Şi din aceste elemente şi caracteristici generale rezultă, ca o concluzie, că noţiunea de vale apare, nu ca ceva static ci, ca o formă evolutivă care ia naştere la o etapă dată şi în anumite sectoare. Ea se dezvoltă apoi, atît pe verticală cît şi longitudinal, în funcţie de mişcările scoarţei, de nivelul de bază, de modificările climatice, adaptînd continuu legile generale ale propriei dezvoltări la specificul evoluţiei fiecărui sector.

2. Tipuri de văi

Formarea diferitelor tipuri de văi rezultă atît din procesul genetic iniţial cît şi cel evolutiv. Ele se diversifică mai ales din faptul că văile se supun, mai mult ca alte forme, legilor generale ale geomorfologiei : legea echilibrului, a etajării, a eroziunii diferenţiale (rocă, structură, tectonică), a zonalităţii climatice. Toate acestea trebuie să constituie şi principalele criterii ale diferitelor clasificări. Din aceste clasificări, nu totdeauna reţinem întreaga gamă ci, cu precădere, unele tipuri care au intrat în limbajul curent geomorfologic.

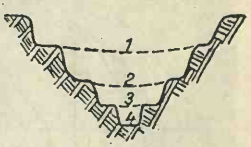


Fig. 157 — Văi îmbucate.

— Tipizarea cea mai obişnuită se face *după stadiul de evoluţie*. Motivul este acela că văile evoluea-

[1] Alte trepte, sau umeri, pot fi structurale (vezi „Relieful structurilor tabulare").

ză destul de repede sau, în orice caz, evoluează mereu înaintea altor forme pentru care constituie baze locale de eroziune și denudare. Stadiile evolutive sînt legate de modificarea raportului eroziune lineară — eroziune laterală — acumulare. În evoluția unei văi, stadiile sînt multe ; fiecare terasă, fiecare captare etc., poate marca un astfel de stadiu. În general, cu cît o vale devine mai largă cu atît e mai avansată ca evoluție. Formarea profilului de echilibru, longitudinal și chiar transversal, marchează un moment cantitativ și calitativ în dezvoltarea văii și de aceea el delimitează, în timp, principalele tipuri de stadii. Pînă la atingerea lui este „tinerețea", în timpul menținerii lui este „maturitatea", iar după depășirea sa urmează „bătrînețea". În funcție de stadiul de evoluție văile se subdivid în : văi în formă de V ascuțit, chei, sau văi tinere ; în formă de V deschis, cu luncă sau mature ; în formă de copaie sau bătrîne (fig. 158). Cînd domină eroziunea în adîncime valea este îngustă, avînd formă de cheie. Dacă domină eroziunea de versant, față de cea fluviatilă, atunci valea se deschide, iar cînd atinge și profilul de echilibru se formează lunca ; valea este matură. În acest stadiu unul din versanți poate evolua mai repede și apar văile asimetrice (fig. 159). Asimetria poate fi cauzată de : structură (mai ales structurile monoclinale care impun văi subsecvente), rocă (roca dură dă versant abrupt) , elemente climatice (expunerea față de vînturi dominante, față de soare etc., accelerează procesele pe versantul respectiv), legea Baer-Babinet (rîurile din emisfera nordică se abat spre dreapta, iar în cea sudică spre stînga), mișcări tectonice (pot ridica mai mult o parte din bazin) etc. (vezi și C. Brătescu, 1937, 1968). În stadiul de vale matură este caracteristică formarea de terase, respectiv oscilări repetate ale profilului de echilibru.

Stadiul de bătrînețe se realizează după o îndelungată dominare a proceselor de versant și a eroziunii laterale, atunci cînd eroziunea în adîncime a încetat ; interfluviile s-au redus, văile au căpătat lărgimi deosebite așa fel că terasele au fost distruse.

Sînt cauze (mișcări de înălțare, coborîri ale nivelului de bază) ce determină unele văi mature să nu evolueze spre bătrînețe, ci să reintre într-un stadiu de eroziune în adîncime. Adesea, se spune despre aceste văi că „reîntineresc" (v. fig. 157). Acest mod de a înțelege evoluția reliefului a constituit unul din aspectele cele mai greșite ale concepției davisiene. În fapt, nu valea matură întinerește, ci ea și-a încheiat ciclul

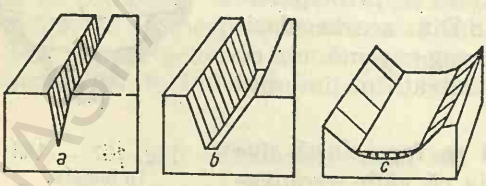


Fig. 158 — Tipuri de văi:
a — tînără; *b* — matură; *c* — bătrînă.

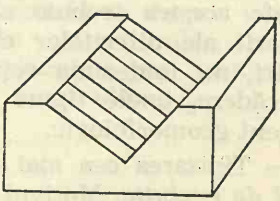


Fig. 159 — Vale asimetrică.

evoluției mai înainte decît un maximum posibil („a murit", dacă se poate spune așa, înainte de vreme); pe vechiul său traseu, sau aproximativ pe el, se naște o nouă vale, alta decît cea veche, care va evolua independent, în condiții noi și pe un spațiu nou (va fi mai joasă, se va săpa în alte roci etc.). Deci nu vechea vale întinerește ci una nouă se naște. Desigur, independența acesteia din urmă nu este totală, căci apariția ei, în special ca traseu, este destul de mult condiționată de cea veche. Pe de altă parte și valea veche va urma o nouă evoluție, proprie, tinzînd să dispară cu totul; se transformă mai întîi într-o treaptă, în umeri, iar apoi se materializează doar în unele rupturi de pantă. Cea nouă, în schimb, se conturează tot mai mult ca formă, cucerește continuu teren, inclusiv pe cea veche; devine o vale complexă.

— Legea etajării face, cel mai adesea, ca una și aceeași vale să îmbrace, pe parcurs, aspecte ale tuturor celor trei stadii amintite; așa, de exemplu, o vale ce coboară din munte și trece peste dealuri și cîmpie spre mare. De aceea, tipizarea se face, uneori, și *după procesul dominant,* sub forma următoare: vale de tip bazin superior (unde domină eroziunea în adîncime), valea de tip bazin mijlociu (domină transportul și eroziunea laterală) și vale de tip bazin inferior (domină acumularea și transportul). O împărțire oarecum similară ar fi aceea în: văi de tip montan și de podiș, văi de dealuri, de piemont și văi de cîmpie. Diferența dintre ele provine tot din raportul: eroziune în adîncime — eroziune de versant — eroziune laterală — transport — acumulare. Desigur, și forma rezultată este foarte diferită; spre exemplu, la văile de munte și podiș, elementul versant este totdeauna dominat, pe cînd cele de cîmpie sînt adesea numai văi cu maluri.

— *Structura, roca și tectonica* joacă un rol deosebit atît în ce privește stadiul la care o vale se va menține timp îndelungat, cît și în aspectele generale pe care le îmbracă în aproape tot cursul evoluției. În rocile moi, văile se lărgesc cu ușurință, atingînd repede stadiul de vale cu luncă sau de vale bătrînă. Rocile dure conservă în schimb stadiile de vale îngustă; în calcare, de exemplu, sînt specifice cheile (fig. 160); în granite, șisturi, gresii masive ș.a., se dezvoltă defilee. Acestea din urmă sînt ceva mai largi, dar mult mai alungite, defileul incluzînd adesea

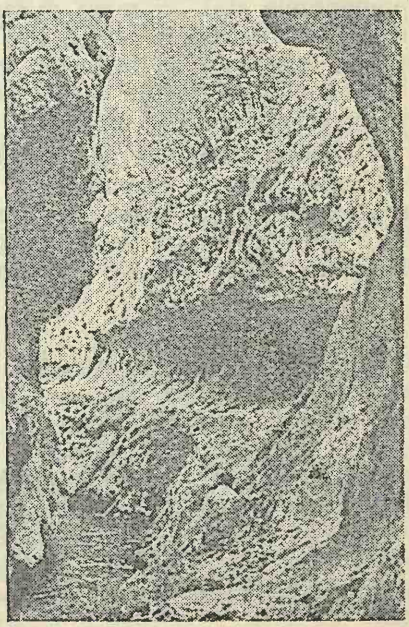


Fig. 160 — Surplombă de marmite în cheile Corcoaei (foto, N. Popescu).

unul sau mai multe sectoare de chei (sau clisuri). Tot în calcare sînt de remarcat văile subterane.

În funcţie de adaptările la structură văile se împart în: subsecvente, consecvente, obsecvente, de sinclinal, de anticlinal (vezi „Relieful structurilor monoclinale şi cutate"). Faţă de adaptările la liniile tectonice pot fi: văi de falie, de grabăn, de depresiuni intramuntoase. O altă subîmpărţire se referă la direcţia după care văile retează principalele aliniamente ale cutării; ele pot fi longitudinale şi transversale.

Există şi inadaptări sau indiferenţă faţă de structură sau faţă de axa principalelor linii de înălţare; aici se încadrează văile supraimpuse sau epigenetice şi văile antecedente. Primele sînt acelea care, pe parcursul adîncirii, întîlnesc strate sau reliefuri care au o înclinare contrară sensului lor de curgere; valea care îşi menţine direcţia de scurgere şi în noile condiţii devine supraimpusă. Un exemplu îl formează Cheile Turzii, retezate de valea Hăjdatelui; aceasta a fost impusă calcarelor mezozoice de fostele strate sarmatice care coborau din vîrful Feleacului pînă peste culmea actualelor chei (fig. 161). Văile antecedente sînt acelea care se menţin, prin adîncire, peste o axă de înălţări ce se dezvoltă perpendicular pe ele. Aşa este valea Buzăului, ce izvorăşte de pe versantul ardelean, trece peste linia maximelor înălţimi carpatice de la Curbură şi se varsă în Cîmpia Română (fig. 162). Adesea epigenezele sînt, în mare măsură, şi antecedenţe, în sensul că trecerea de la o structură la alta a fost impusă de mişcări de înălţare. Cele mai tipice epigeneze se întîlnesc în masivele vechi, fragmentate, acoperite ulterior de sedimente noi şi reînălţate. În schimb, antecedenţele tipice traversează ramurile muntoase tinere.

— *Clima* constituie un alt factor care influenţează dezvoltarea şi tipul de vale. Aşa de exemplu, în climatele semiaride apare uedul, care reprezintă o vale seacă; în zona umedă şi caldă văile sînt foarte largi fără aluviuni şi cu multe praguri şi cascade; în climatele mediterane lărgimea văilor este de asemenea mare, dar profilul este regularizat şi

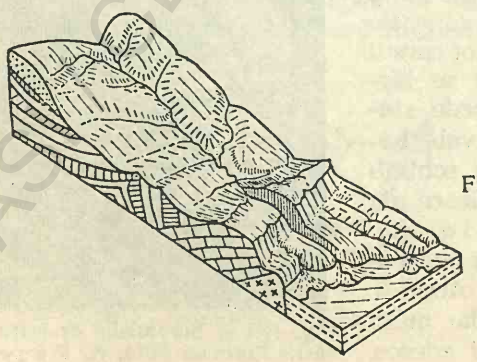


Fig. 161 — Cheie epigenetică.

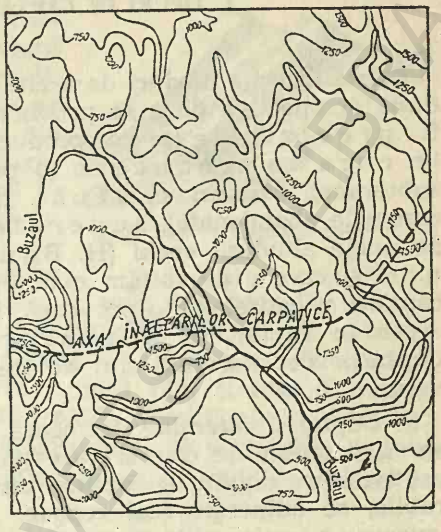


Fig. 162 — Vale antecedentă. Buzăul.

înclinat, iar albia are multe aluviuni. În zonele reci, multe văi sînt modificate de gheţari, dîndu-le forma de U etc.

— Există şi *alte criterii* care conduc la fixarea unor tipuri individuale de văi cum ar fi : văile moarte (apa le-a fost captată), văi oarbe (vezi „Carstul"), văi în trepte antitetice, văi limane, văi cu estuar etc.

— Văile se clasifică însă şi *după modul lor de asociere* : convergente, divergente, paralele, dentritice, semiinelare, în gratii (rectangulare), în evantai etc. (vezi „Concentrarea şi ierarhizarea reţelei de văi").

H. CAPTĂRILE

Prin eroziune şi transport, rîurile îşi adîncesc talvegul şi tind să-şi mărească suprafaţa bazinului hidrografic. Aceasta duce la deplasarea liniei de cumpănă, mai ales la partea superioară a izvoarelor, prin eroziune regresivă şi prin procesele de pantă declanşate pe versanţi. O asemenea dezvoltare pune problema raporturilor dintre bazinele învecinate, respectiv problema „acaparării" unora de către altele. În natură există astfel de fenomene şi sînt cunoscute sub numele de captări; rîul ce captează se numeşte captator iar celălalt captat. Mai mult, captările nu sînt incidente în dezvoltarea reţelei de văi, ci, privite la scara geologică a timpului, constituie o regulă a dezvoltării bazinelor mici către bazine mari hidrografice.

1. TIPURI DE CAPTĂRI

Există diferite moduri de a clasifica aceste fenomene. Aşa de exemplu, după perspectiva de a se produce sau după vechimea lor, captările pot fi : previzibile (se vor produce într-un viitor depărtat), iminente, în curs de producere (o parte din ape se scurg deja prin pînze subterane), recente, vechi, demonstrabile (se păstrează bine cursurile abandonate), sugerate de modul de dispunere al văilor sau de unele aluviuni vechi (H. Baulig, 1950). Clasificarea cea mai obişnuită şi care o dezvoltăm mai jos, se face după forma de producere a captării şi cauzele ce o provoacă. Pe această linie o primă împărţire este aceea în captări de suprafaţă şi captări subterane (carstice). Captările de suprafaţă sînt de trei feluri : laterale, frontale şi prin deversare.

a) *Captarea laterală* [1] formează tipul cel mai specific, cel ce se observă deosebit de clar şi care păstrează bine urmele fenomenului respectiv. Între două rîuri vecine, unul din ele, datorită unor condiţii favorabile, se adînceşte mai repede. Afluenţii săi, încep să exercite, spre izvoare, o acţiune de eroziune regresivă mai puternică, ceea ce duce la înaintarea acestora, peste cumpăna de ape, în bazinul vecin. Captarea se produce în momentul cînd rîul, care înaintează regresiv, a pătruns chiar în albia vecinului. Apele acestuia din urmă, căutînd să se scurgă pe linia de cea mai mare pantă, se îndreaptă către această nouă vale care are un talveg mult mai înclinat. Captarea se face brusc, întregul bazin situat în amunte de captare este încorporat rîului captator (fig. 163). Cumpăna apelor, care pînă la captare se deplasa foarte lent, a executat o deplasare bruscă. Pe locul captării, din unirea celor două rîuri, rezultă o arcuitură numită cot de captare. Porţiunea de vale rămasă fără apă este cunoscută sub denumirea de vale moartă. Aceasta din urmă îşi adună, din izvoare locale, un firicel de apă, care şerpuieşte pe vechea luncă ; disproporţia între mărimea văii şi noul pîrîiaş este izbitoare (se compară de obicei cu un copil îmbrăcat în haine de uriaş). În avale de cotul de captare, pe profilul longitudinal al văii, ia naştere o ruptură de pantă, sau un prag : tot pe porţiunea respectivă valea este nouă şi îngustă, cu un uşor aspect de cheie, ce poartă numele de clisură. Pragul apare ca urmare a faptului că în acel loc s-au unit două sectoare de vale diferite ca evoluţie şi ca poziţie altimetrică în cadrul noului bazin : sectorul rîului captator, cu o pantă mai înclinată deoarece corespunde unui bazin superior cu aspect torenţial, şi sectorul rîului captat, cu pantă lină, corespunzînd unei porţiuni mijlocii sau inferioare de vale. Denivelarea se poate menţine mult timp în relief, sau poate fi relativ repede atenuată ; faptul depinde de natura rocilor în care este formată, cît şi de sistemul

[1] Aici se vor trata şi principalele elemente de relief ce apar o dată cu captarea.

morfoclimatic de eroziune. În regiunile calde, apele curgătoare fiind lipsite de aluviuni grosiere, rupturile de pantă rezistă mult. Chiar unele cascade din Africa sînt puse pe seama captărilor. În climatele temperate ele se atenuează repede. Datorită eroziunii regresive, rupturile de pantă se deplasează în susul rîului, așa fel că, poziția lor actuală nu mai corespunde cu locul de captare.

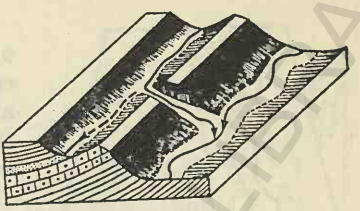


Fig. 163 — Captare laterală.

Evoluția ulterioară transformă și valea moartă. În interiorul său se adîncește încet o vale mai îngustă, iar cea veche rămîne ca terasă; porțiunea din apropierea locului de captare rămîne sub forma unei înșeuări de cumpănă — înșeuare de captare. Ea indică vechea sa origine, prin fundul plat și mai ales prin materialele aluvionare pe care le mai păstrează. Nivelul acestei înșeuări se racordează întotdeauna cu profilul longitudinal al sectorului captat, respectiv cu ruptura de pantă ce s-a retras în susul văii, cu terasa ce corespunde luncii de captare.

Un caz special de captare laterală este așa-numita captare de meandru. Aceasta se produce prin dezvoltarea laterală sau spre avale a unui meandru care, întîlnind la un moment dat un altul, al propriei văi sau al unei văi vecine, poate să dea naștere unei captări. În funcție de rîul captat ea poate fi de două feluri: autocaptare, cînd se produce asupra unui meandru al aceluiaș rîu (v. fig. 95, *A*) și captare laterală de meandru (captare prin tangență), cînd este captat un rîu vecin (fig. 164).

b) *Captarea frontală* constituie un caz particular al captării laterale. E vorba de două rîuri care izvorăsc din aceeași regiune, dar care curg în direcții absolut opuse; cel ce are profilul longitudinal cu panta imediată mai mare (respectiv nivelul de bază local este mai jos) va împinge bazinul său superior, în mod lent, peste bazinul celuilalt (fig. 165, *a*). Avansarea regresivă a acestuia se face mai ales în timpul ploilor puternice. În cele mai multe cazuri, captarea frontală este de fapt o înlănțuire de mici captări laterale. Izvoarele rîului captator nu atacă exact din față izvoarele celuilalt, ci prin puncte laterale (fig. 165, *b*).

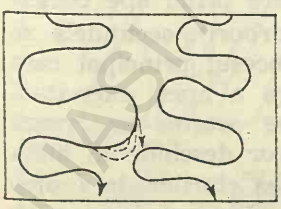


Fig 164—Captare laterală de meandru.

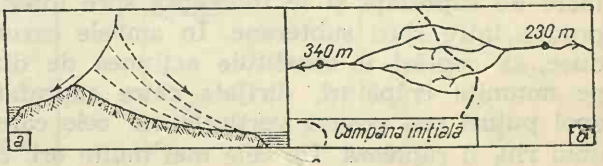


Fig. 165 — Captare frontală.

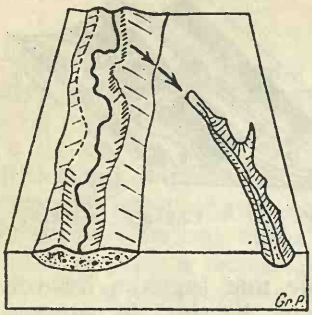


Fig. 166 — Deversare posibilă.

Pe de altă parte, acest tip reprezintă o fază a captării laterale, pentru că și pregătirea acesteia se produce printr-o captare frontală; afluentul care înaintează lateral se întîlnește frontal cu un altul opus ce aparține rîului care urmează a fi captat.

c) *Captarea prin deversare* nu este o captare în adevăratul înțeles al cuvîntului, ci e vorba de ieșirea unui rîu din albia sa și dirijarea către o albie vecină mai joasă. Cauza acestei devieri nu este eroziunea regresivă ci, din contră, aluvionarea maximă a propriei albii. Aceasta duce la înălțarea lentă a patului de curgere, care la rîndul său face posibilă revărsarea apelor peste diguri și căutarea unei regiuni mai joase de curgere. Asemenea deversări se produc deobicei la rîurile mari, care transportă aluviuni multe; ca zone de relief, ele au loc numai în piemonturi și mai ales în cîmpii, unde panta de curgere e foarte mică și transportul materialelor se reduce brusc. În regiunile piemontane deversările sînt specifice pentru climatele de tip mediteran și musonic; în majoritatea celorlalte climate și mai ales în cel temperat, asemenea captări se produc numai pe cîmpiile joase, cu deosebire în zonele de subsidență. Fenomenul are loc la viituri, cînd depunerea bruscă a unei mari cantități de aluviuni, pe o porțiune restrînsă, barează cursul rîului, obligîndu-l să iasă din albie.

Captatorul, în cazul deversărilor, este, fără excepție, un rîu mic, puțin viguros, care deobicei își are izvoarele în zona piemontană sau de cîmpie, adică în însăși zona în care se produce captarea (fig. 166). Asemenea pîrae, neavînd aluviuni, își cheltuiesc energia pentru săparea unei albii mici, puțin adîncită, dar care totdeauna rămîne mai joasă decît relieful din jur. El nu exercită nici un fel de acțiune asupra rîului vecin, ba din contra, acesta din urmă își revarsă apele peste el, ocupîndu-i și lărgindu-i albia.

d) *Captările subterane* sînt specifice regiunilor carstice. După poziția punctului de captare ele pot fi de două feluri: la suprafață și subterane propriu-zise. Primele sînt captări care prind ape curgătoare de suprafață și le îndreaptă spre interior (sorburi); secundele se produc între rîuri subterane. În ambele cazuri, procesul principal care duce, la captări îl constituie acțiunea de dizolvare a apei, exercitată pe anumite crăpături, dirijate către suprafață; pe acestea se crează apoi puțuri sau peșteri verticale, iar cele care se vor deschide în albia unui rîu, îl captează. De cele mai multe ori, captarea rîurilor de suprafață se face succesiv, în sensul că încep din spre avale și merg spre amunte, tinzînd să resoarbă tot rîul. Spre amunte, talvegul, fiind situat la o altitudine mai mare, este întîlnit mai tîrziu de grotele ce se dez-

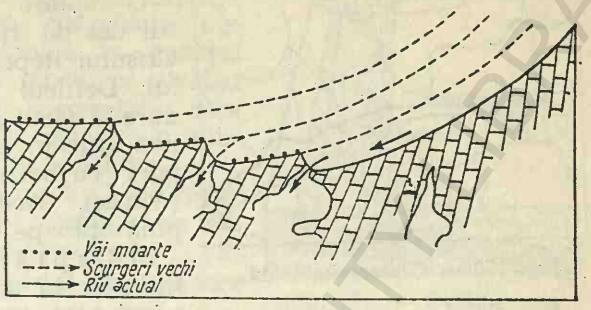


Fig. 167 — Captări subterane succesive, dispuse în trepte.

voltă din subteran ; cu timpul însă şi talvegul se adînceşte şi grotele se întind spre suprafaţă. Ca rezultat al acestor captări succesive, în avale de ultima captare se întîlnesc o serie de văi moarte, aranjate sub formă de trepte antitetice (fig. 167).

2. CÎTEVA CAZURI DE CAPTĂRI DIN ROMÂNIA

a) Captări laterale au fost descrise multe în literatura noastră. Amintim pe cea din depresiunea intramontană Chiusbaia de lîngă Baia-Mare şi captările efectuate de Crişul Repede asupra văii Drăganului, Sebeşului şi Călatei. În primul caz, valea Limpedea, afluent al Firizei, avînd nivelul de bază local mai jos, a pătruns în interiorul Depresiunii Chiuzbaia captîndu-i jumătate din afluenţi (fig. 168). În cazul Crişului Repede, tot fluctuaţiile nivelelor de bază locale au avantajat înaintarea regresivă a unui afluent al văii Iadului, care se vărsa în golful Oradiei, şi care a captat pe rînd văile Surducii, Drăganului, Henţului şi Călatei (fig. 169).

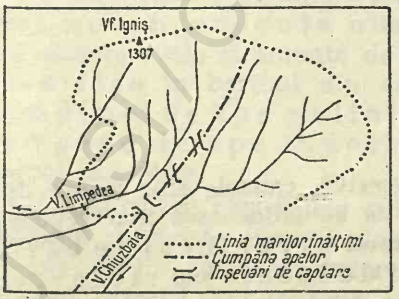


Fig. 168 — Captarea afluenţilor văii Chiuzbaia de către afluenţii Firizei.

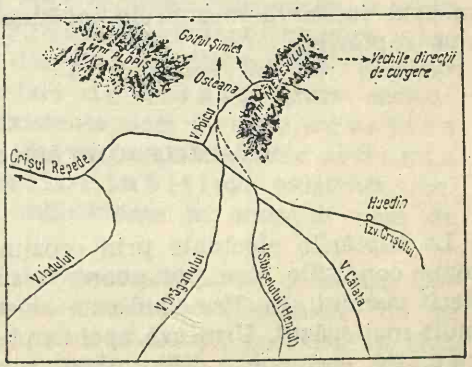


Fig. 169 — Formarea Crişului Repede prin captări.

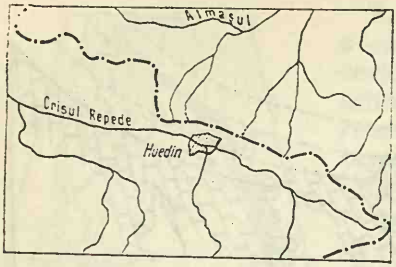


Fig. 170 — Captare iminentă.

O captare laterală iminentă este asaltul dat de izvoarele Almaşului asupra Crişului Repede în depresiunea Huedinului. Defileul Crişului, format din roci dure, a făcut ca bazinul său din depresiunea Huedin să rămînă suspendat în raport cu bazinele vecine dinspre Someş (Almaş). Acestea au împins cumpăna pînă aproape de albia Crişului (fig. 170).

b) Captări frontale, tipice, se întîlnesc la izvoarele Prahovei şi ale Timişului. Acesta din urmă, coborînd repede de la peste 1000 m (altitudinea Predealului) la circa 500 m (altitudinea Depresiunii Bîrsei), atacă regresiv izvoarele văii Prahova, al cărui profil longitudinal are o pantă mult mai lentă. Fenomenul de captare frontală este însă specific tuturor Carpaţilor de Curbură. Aceştia sînt disimetrici, cu versantul abrupt spre Transilvania, ceea ce imprimă apelor o pantă mare de curgere şi le dă posibilitatea înaintării regresive peste izvoarele apelor dirijate spre Muntenia.

c) Captări prin deversare au avut loc în special în Cîmpia Română şi Cîmpia Tisei. Aşa de exemplu abaterea Buzăului (de pe valea Sărăţii pe Cîlmăţui şi apoi pe actualul curs spre Siret), abaterea Rîmnicului Sărat, a Ialomiţei, a Mureşului etc., s-au făcut prin deversări. O mulţime de asemenea captări au avut loc şi pe piemonturile dezvoltate în levantin şi villafranchian.

d) Captări subterane se pot întîlni în toate regiunile carstice de la noi. Observabilă este cea de la peştera Cîmpenească din Platoul Vaşcăului ; aici, în continuarea văii care este captată de peşteră, apar trepte antitetice şi două văi moarte. O captare subterană propriu-zisă se găseşte în peştera Vîntului, din apropiere de Vadul Crişului. Nivelul superior, captat, se află la circa 20—40 m deasupra rîului actual. Albia moartă conservă meandrele încătuşate şi hornurile prin care s-au produs captările.

3. CAUZELE CAPTĂRILOR

La captările efectuate prin eroziune regresivă, cauzele sînt legate de toate condiţiile care pot avantaja un rîu să se adîncească mai repede decît vecinul său. Principal este existenţa unui nivel local de bază mult mai scăzut. Urmează apoi : mişcări de lăsare sau ridicare, care, de asemenea, diferenţiază nivele de bază locale ; roca moale avantajează adîncirea mai rapidă a rîurilor (un caz special îl prezintă

calcarul, care de multe ori atrage, prin captări, în adînc, majoritatea apelor curgătoare din jur); structura și tectonica în general frînează sau ajută captarea (apele ce străbat defilee lasă în spate bazine suspendate, care pot fi cu ușurință captate lateral; văile subsecvente captează deobicei pe celelalte etc.; vegetația și topoclimatul, diferite de la un bazin la altul, pot avantaja un rîu în detrimentul celuilalt; permeabilitatea rocilor, combinată cu modul de înclinare și scurgere a pînzelor freatice, constituie uneori factorul esențial al captării (fig. 171). Se cunosc cazuri — cum ar fi între Dunăre și Rin — cînd captarea este pregătită și grăbită de către o scurgere prealabilă a pînzelor freatice și de adîncime.

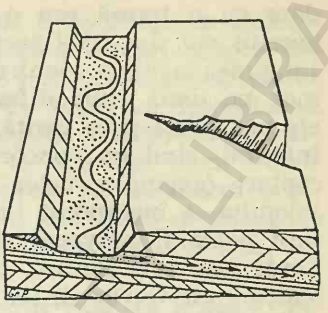


Fig. 171. — Captare prin pînze freatice.

La captările prin deversare, cauza constă în cantitatea mare de aluviuni pe care un rîu o are de transportat .Cînd panta nu mai permite acest lucru, rîul depune pînă ce colmatează albia și apoi o părăsește. Există și deversări care pornesc de la formarea prealabilă a unui lac de baraj (de alunecări, prăbușiri, morenice, glaciare, vulcanice); după umplerea lacului rîul se poate deversa spre o altă direcție decît scurgerea anterioară.

4. ELEMENTELE DUPĂ CARE SE RECUNOSC CAPTĂRILE

Captările pot fi recunoscute după mai multe elemente sau forme de relief, dintre care unele, de la caz la caz, pot fi hotărîtoare. Principalele elemente de recunoaștere sînt: cotul de captare, valea moartă sau înșeuarea (în cazul cînd captarea este veche și văile s-au adîncit mult), pietrișul de terasă existent pe înșeuare, clisura din avale de cot, ruptura de pantă din profilul longitudinal, neconcordanța numărului de terase dintre sectoarele situate avale și amunte de cot, existența unei faune acvatice specifice în bazinul din amunte de captare, neconcordanța cumpenei de ape cu linia marilor înălțimi, existența unei cumpene de ape indecise și mlăștinoase în anumite zone de cîmpie sau plate.

În legătură cu elementele amintite sînt necesare unele precizări. Cotul unui rîu poate avea și alte cauze decît captarea (tectonică, con de dejecție etc.); sau, dacă captarea s-a produs la un cot preexistent, rîul, de data aceasta, s-a îndreptat. Valea moartă, sau înșeuarea, trebuie să aibă pietriș adus din bazinul rîului captat, sau cel puțin să se racor-

deze cu o terasă sau o ruptură de pantă din profilul longitudinal al acestui rîu. În cazul teraselor, acestea nu concordă ca număr, pe toată lungimea actuală, pentru că o parte din ele sau chiar toate s-au format pe două rîuri diferite, care au fost unite ulterior prin captare ; ele pot diferi şi ca pantă, altitudine şi structură. Privitor la linia marilor înălţimi, cînd nu concordă cu cumpăna apelor, ea indică în general o captare (exemplu, valea Prahovei, care a captat Izvorul Dorului de la Ialomiţa, a încorporat linia marilor înălţimi în bazinul său) ; dar, acest fapt poate fi provocat şi de tectonică, mai ales în cazul văilor antecedente (aşa este Buzăul, care include în bazinul său linia celor mai mari înălţimi ale Curburii) (v. fig. 162).

5. IMPORTANŢA STUDIULUI CAPTĂRILOR

Captările ajută la reconstituirea unor vechi artere hidrografice şi indică modul de dezvoltare al văilor, sub formă lentă sau sub formă de salturi. Un rol deosebit îl joacă acest fenomen în concentrarea şi ierarhizarea reţelei de văi (vezi capitolul următor).

Importanţa practică a captărilor rezultă din facilitarea unor căi de comunicaţie şi din deplasarea unor cumpene de ape, care serveau în prealabil unui scop administrativ. Prin captări, rîurile deschid drumuri peste regiuni uneori foarte accidentate. Aşa de exemplu, Crişul Repede a croit drum de legătură între Cîmpia Vestică şi Transilvania. Pe căile respective s-au dezvoltat cetăţi şi aşezări importante. Alteori captările uşurează crearea unor canale de navigaţie între două regiuni despărţite în prealabil. O altă importanţă rezultă din folosirea energiei cascadelor ce au luat naştere în urma unor captări.

În ceea ce priveşte urmările deplasării cumpenei de ape, este cunoscut exemplul graniţei dintre Chile şi Argentina. Din lipsă de hărţi amănunţite, graniţa a fost fixată iniţial pe cumpăna apelor, crezîndu-se că aceasta coincide cu linia marilor înălţimi. Ulterior s-a constatat că cele două linii nu coincid, deoarece apele ce se scurg în Pacific împing continuu cumpăna în detrimentul celor ce se varsă în Atlantic şi respectiv în detrimentul Argentinei.

I. CONCENTRAREA ŞI IERARHIZAREA REŢELEI DE VĂI

Acţiunea de eroziune regresivă a apelor şi necesitatea ca fiecare zonă de uscat să fie drenată în urma ploilor, creează nu văi unitare, ci încrengături sau *sisteme de văi*. Fiecare ramură este în general proporţională cu importanţa rîului ce o străbate. Pe parcursul evoluţiei,

unele dintre ele, chiar de importanţă redusă, pot fi facilitate în dezvoltarea lor de anumite condiţii locale. Acestea execută captări asupra bazinelor vecine, devin colectori principali şi astfel concentrarea drenajului creşte şi, o dată cu el, şi ierahizarea văilor ca importanţă. Unele se varsă direct în ocean şi pot avea lungimi impresionante, altele sînt afluente de prim ordin, ş.a.m.d., pînă la cele mai mici individualităţi de vale. După modul cum văile se altoiesc pe colectorul principal, sau în general după dispunerea lor în plan, pot apare următoarele tipuri de reţele : dendritice, convergente, divergente, semiinelare, în gratii (rectangulare) etc.

Evoluţia morfologică a unei mari părţi din uscat este, în măsură importantă, legată de dezvoltarea şi evoluţia reţelei de văi şi viceversa. Aspectele pe care le îmbracă această interdependenţă sînt foarte variabile, ele depinzînd de modul cum se îmbină, în fiecare moment, următoarele elemente : dispunerea unităţilor morfotectonice, a structurii şi litologiei, mersul mişcărilor tectonice, tipul de climă şi vegetaţie. În cadrul acestei evoluţii, foarte diversificată, se pot defini totuşi unele etape şi caractere generale. Astfel, peste o regiune de uscat, nou ieşită de sub apele mării, se va instala o reţea de văi care va coincide în mare cu panta topografică primară. Văile acestea au fost numite, iniţial, consecvente[1] sau primare.

Pe măsură ce regiunea se înalţă şi văile se adîncesc, ele capătă afluenţi. Văile din a doua generaţie au fost denumite subsecvente[2] (J. B. Jukes, 1862 şi W. Davis, 1889) şi au o caracteristică nouă : ele se adaptează rezistenţelor variate ale diferitelor structuri, înaintează pe aflorimente de roci moi, pe contacte de strate, pe falii. Cele care vor găsi condiţii mai favorabile se vor adînci şi se vor alungi mai repede, captînd bazinele vecine.

Procesul de adaptare la structură şi de formare a unor colectori principali, prin captări succesive, poate să se restructureze continuu în funcţie de diversitatea stivelor de roci pe care văile le întîlnesc o dată cu adîncirea lor. Davis (1898), care considera că eroziunea principală se desfăşoară după încetarea mişcărilor de ridicare, admitea că, de fiecare dată cînd reţeaua hidrografică atinge o nouă structură, văile „subsecvente" se vor adînci mai repede, captînd pe celelalte şi dînd un nou impuls eroziunii. În realitate, rîurile care au devenit puternice capătă o anumită independenţă faţă de structură, ele avînd destulă forţă pentru a-şi impune direcţia şi unor structuri neconcordante cu cele anterioare : aceste văi devin epigenetice sau supraimpuse (v. fig. 161). Afluenţii lor au însă tendinţa continuă de a se adapta noilor structuri. Mai tîrziu, Emm. de Martonne[3] arată că, în multe situaţii, eroziunea acţionează concomitent cu dezvoltarea tectonică a regiunilor. În acest proces, unele văi pot rezista nu numai structurilor

[1] Ulterior noţiunea a căpătat alt înţeles, acela de „conform cu înclinarea stratelor".
[2] Şi această noţiune şi-a schimbat conţinutul, în sensul de vale „monoclinală".
[3] Citat după ediţia din 1948, pag. 755—756.

PARTEA A TREIA

RELIEFUL PETROGRAFIC ȘI STRUCTURAL

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul I

RELIEFUL PETROGRAFIC

La începutul „Părţii a doua" s-a arătat că roca şi structura constituie factorii pasivi ai reliefului. Eroziunea, ca factor activ, pune în evidenţă o serie de comportări specifice anumitor tipuri de roci şi tipuri de structuri, realizînd familii de forme a căror trăsături sînt impuse, în primul rînd, fie de petrografie, fie de structură.

A. CONSIDERAŢII GENERALE

Orice formă de relief are ca suport pe care ia naştere un anumit tip de rocă. Cu toate că este considerat ca un element pasiv, roca joacă un rol important pentru geneza şi evoluţia reliefului, introducînd în peisajul geomorfologic aspecte şi trăsături dintre cele mai variate şi specifice. Astfel de note distincte apar în strînsă legătură şi cu alte condiţii, cum ar fi cele climatice, fitogeografice etc. Există însă şi posibilitatea ca aceeaşi rocă, în condiţii climatice diferite, să genereze caractere morfologice aproximativ identice. Totalitatea formelor de relief a căror geneză, evoluţie şi aspect exterior sînt condiţionate predominant de natura rocilor pe care acestea se dezvoltă, alcătuieşte *complexul reliefului petrografic.*

Influenţa rocilor asupra reliefului se evidenţiază, prin proprietăţile lor fizice şi chimice, care răspund în mod cu totul specific faţă de eroziune. Formele de relief pot prezenta caractere proprii unei modelări pe un singur tip de rocă, iar alteori caractere comune pentru două sau mai multe roci, care să constituie un grup aparte. Pentru studierea reliefului petrografic este necesar să se cunoască acele proprietăţi fizico-chimice, specifice fiecărei roci, care le fac să se diferenţieze între ele. Rocile au,

de obicei, una dintre proprietăţile fizice sau chimice mai pronunţată, din care decurg şi anumite diferenţieri în modul de comportare faţă de eroziune. De exemplu, solubilitatea mai accentuată a calcarelor permite apelor să acţioneze intens prin dizolvare, în timp ce pe argile aceeaşi apă va provoca alunecări. De asemenea, pe rocile impermeabile, infiltrarea apelor de ploaie fiind aproape inexistentă, vor acţiona intens şiroirea şi eroziunea superficială, spre deosebire de rocile permeabile, cum sînt conglomeratele, la care situaţia se petrece invers.

Clasificarea rocilor. În mod obişnuit, geologii clasifică rocile în trei mari grupe : sedimentare, eruptive şi metamorfice sau cristalofiliene.

Rocile sedimentare sînt, prin geneza lor, exogene, ele provenind din distrugerea rocilor eruptive, metamorfice, din rocile sedimentare preexistente sau pot proveni în urma combinaţiilor chimice ori constituie opera unor organisme vii, aşa cum sînt, de exemplu, coralii. Rocile sedimentare au drept caracteristică stratificarea orizontală sau aproape orizontală, în faza iniţială. Ulterior, această poziţie poate fi deranjată. În secţiune verticală, compoziţia petrografică se poate schimba, deoarece înseşi materialele provenite prin distrugerea altor roci au fost diferite şi depuse în condiţii neomogene. Pentru relief, prezintă importanţă şi vechimea stratelor. Observaţiile au arătat că ele cu cît sînt mai vechi, cu atît sînt mai dure. Greutatea pachetelor depuse deasupra, precum şi circulaţia apelor fac ca după un timp şi în anumite condiţii de temperatură şi presiune, aceste roci să-şi modifice în bună parte natura şi să devină mai rezistente. Unele roci sedimentare pot suferi transformări imediat după depunerea lor, aşa cum ar fi consolidarea acestora, adică schimbarea sedimentului în roca propriu-zisă.

După modul de formare, rocile sedimentare pot fi : detritice, de origine chimică şi de origine organică. Există şi numeroase tipuri de tranziţie.

Rocile sedimentare se pot clasifica şi în funcţie de dimensiunile granulelor componente (blocuri, galeţi, pietrişuri, nisipuri grosiere, nisipuri fine, mîluri, argile). Dimensiunile fragmentelor corespund adesea unei anumite compoziţii chimice. Astfel, granulele ale căror dimensiuni depăşesc cîţiva milimetri sînt formate, în general, din mai multe minerale, deci au compoziţie chimică eterogenă. Granulele de nisip sînt cel mai adesea silicioase, cuarţul care le formează provenind prin dezagregarea rocilor cristaline şi prezentînd particule cuprinse între 2 milimetri şi 20 microni. Rezultă că formaţiunile sedimentare au componenţi de dimensiuni variabile.

Rocile eruptive sînt, în general, nestratificate, cristaline şi formate din două sau mai multe elemente minerale. De exemplu, granitul este format din cuarţ, feldspat şi mică.

În funcţie de condiţiile de cristalizare, rocile eruptive se pot grupa în : roci holocristaline, care prezintă o structură în întregime cris-

talină, dimensiunile cristalelor fiind frecvent, mari (de exemplu : granitul, dioritul, gabbroul etc. ; roci microcristaline, care prezintă cristale de dimensiuni mai mici (de exemplu, porfirul) ; roci amorfe (sticloase), care sînt necristalizate, aşa cum este obsidianul. Geologii mai împart rocile şi în funcţie de compoziţia lor chimică, deosebind : roci acide, care conţin multe elemente minerale albe, roci bazice, care conţin elemente melanocrate (bazaltul, gabbroul).

Rocile metamorfice sau cristalofiliene sînt, obişnuit, roci sedimentare care au suferit transformări prin aşa-numitul proces de metamorfism, rezultat al acţiunii temperaturilor şi presiunilor foarte mari. În funcţie de tipul de metamorfism apar şi tipuri diferite de roci. Astfel, corneenele sînt generate prin metamorfismul de contact, care se realizează în vecinătatea unei mase eruptive intrusive. Acest metamorfism nu interesează decît o zonă restrînsă. Şisturile cristaline se formează prin metamorfismul general sau regional, care se produce în profunzime. În sfîrşit, dinamometamorfismul se produce datorită eforturilor tectonice în lungul faliilor. Metamorfismul de la mari adîncimi formează roci foarte rezistente.

Caractere „morfologice" ale rocilor. Clasificările şi caracterizările rocilor din punct de vedere geologic, interesează şi pe geomorfolog, dar numai din anumite puncte de vedere şi anume, acele proprietăţi, care fac ca o rocă să reziste mai mult sau mai puţin la eroziune.

Emm. de Martonne (1948) arată că, de fapt, principalele distincţii care se pot face din punct de vedere al modelării reliefului pe diferite roci, sînt acelea : între rocile compacte sau coerente şi rocile necoerente sau mobile ; şistuoase şi masive ; omogene sau eterogene ; roci cu granule mari sau cu granule fine ; permeabile şi impermeabile ; solubile şi insolubile.

Sub acest raport, rocile prezintă o serie de proprietăţi care pot fi grupate în cinci categorii : duritate, masivitate, omogenitate, permeabilitate, solubilitate. Raportînd aceste proprietăţi la eroziune, rocile pot fi : dure sau moi ; masive sau şistoase ; omogene sau eterogene ; permeabile sau impermeabile ; solubile sau insolubile. Menţionăm că această clasificare prezintă un aspect relativ, în sensul că o rocă poate fi mai permeabilă în raport cu alta, care este mai impermeabilă. Astfel, gresiile, în comparaţie cu conglomeratele sau nisipurile, apar ca roci impermeabile. În schimb, în comparaţie cu calcarul sînt considerate permeabile. De asemenea, o rocă poate fi încadrată la două sau chiar mai multe din grupele de proprietăţi amintite. Pentru preciziune, rocile trebuie caracterizate şi analizate prin prisma tuturor celor cinci categorii de proprietăţi şi în comparaţie cu alte tipuri de roci.

Duritatea rocilor. Prin duritate se înţelege gradul de rezistenţă pe care o rocă îl opune eroziunii în diferite condiţii de modelare morfoclimatică. De exemplu, o serie de roci cum sînt granitul, calcarele etc., fac ca relieful dezvoltat pe ele să evolueze uneori destul de lent, iar alteori mai rapid. În condiţiile climatului deşertic, calcarul apare, în general, ca

o rocă dură, în timp ce granitul, datorită compoziţiei sale eterogene se prezintă ca o rocă puţin rezistentă. În alte condiţii climatice, granitul prezintă însă caracterele unei roci dure.

În contrast cu rocile dure, sînt rocile moi, care rezistă mai puţin la eroziune, formele dezvoltate pe acestea evoluînd repede (de exemplu, nisipul, loessul, argilele, marnele, unele gresii friabile etc.).

Masivitatea rocilor. Această proprietate rezultă din constituţia compactă a unor roci, făcîndu-le să reziste bine la eroziune. Rocile masive, nu prezintă, în ansamblu, plane de discontinuitate în masa lor. Aşa este cazul granitelor, gnaiselor, cuarţitelor etc. În opoziţie cu acestea sînt rocile şistoase, care se pot desface cu uşurinţă pe plane de şistuozitate. În această categorie intră şisturile cristaline slab metamorfozate, şisturile argiloase etc. Planele de şistuozitate înlesnesc mult procesele de eroziune.

Omogenitatea rocilor. Ca proprietate distinctă, aceasta poate fi privită atît din punct de vedere chimic, în sensul că roca este formată dintr-un singur mineral, cît şi din punct de vedere fizic, în sensul că o rocă poate fi alcătuită din granule sau particule de aceeaşi mărime. De exemplu, calcarul, sub aspect mineralogic, este o rocă omogenă, în timp ce granitul este eterogen. Totodată, granitul interpretat din punct de vedere fizic, are o granulometrie care-i atribuie caracterul de omogenitate. O situaţie similară o prezintă gresia, atunci cînd ea este formată din particule de aceeaşi mărime (de exemplu, gresia silicioasă de Kliwa). De aceea, caracterul de omogen sau eterogen al unei roci se determină în funcţie de condiţia morfoclimatică în care activează eroziunea.

Permeabilitatea rocilor. Gradul ridicat de permeabilitate ocroteşte o rocă împotriva eroziunii. În schimb, o rocă impermeabilă, cînd este şi friabilă, va fi intens afectată de eroziune. Practic, orice rocă este permeabilă într-o anumită proporţie. Rocile cu un grad mic de permeabilitate sau impermeabile sînt vulnerabile în faţa eroziunii de suprafaţă, mai ales prin şiroire, ravenare, torenţialitate etc. Dintre rocile impermeabile, fac parte argilele, rocile eruptive şi metamorfice puţin fisurate etc. În categoria rocilor permeabile, intră nisipurile, loessul, unele gresii, conglomerate etc.

Solubilitatea rocilor. Această proprietate înlesneşte eroziunea prin dizolvarea rocilor. Există roci cu un ridicat grad de solubilitate, aşa cum sînt : sarea, gipsul, calcarul, unele gresii calcaroase etc. Alte roci sînt greu şi foarte greu solubile, cum sînt : gresia cuarţitică, cuarţul ş.a.

Ţinînd seama de aceste cinci proprietăţi şi de modul cum acţionează factorii modelatori exogeni asupra diferitelor tipuri de roci de pe suprafaţa scoarţei terestre, se pot individualiza cîteva categorii de reliefuri petrografice. Denumirile atribuite reliefurilor petrografice poartă titulatura în funcţie de roca ce dă specificul morfologiei pentru tipul respectiv. În acest mod, au fost deosebite următoarele tipuri de relief petrografic : relieful granitic, relieful calcaros, relieful grezos, relieful argilos, relieful nisipos, relieful loessian.

B. RELIEFUL GRANITIC

Acest tip de relief apare pe granite ca şi pe alte roci, care se comportă asemănător faţă de agenţii modelatori, cum sînt granulitele, dioritele, sienitele şi unele şisturi cristaline. Granitul rămîne însă roca specifică pe care se modelează formele tipice ale acestui relief.

Fiind o rocă eruptivă de adîncime, holocristalină, granitul este dur, dacă nu prezintă fisuri, şi compact. Datorită rigidităţii sale, masa granitelor se fisurează în timpul mişcărilor tectonice, cînd este supusă la presiuni foarte mari. Deşi este impermeabil ca rocă, din cauza reţelei de fisuri, capătă un anumit grad de permeabilitate. Datorită fisurilor şi diaclazelor, disoluţia operează în masa granitelor în lungul planelor de şistuozitate sau chiar numai la contactul granulelor componente. Solubilitatea este facilitată de eterogenitatea granulelor, de gradul de solubilitate mai ridicat al unor minerale (mai ales feldspatul) etc. De aceea, părţi din granite, gneisse şi majoritatea bazaltelor se comportă oarecum ca roci permeabile.

Din cauza eterogenităţii mineralogice (cuarţ, feldspat şi mică), granitul este supus mai uşor dezagregării şi alterării, elementele cel mai uşor atacate de factorii exogeni fiind feldspaţii şi componentele melanocrate. Cele trei minerale prezintă indici de dilatare foarte diferiţi, motiv pentru care coeziunea rocii se distruge. De aceea, granitul, cînd este supus amplitudinilor termice importante (răciri şi încălziri bruşte şi repetate) se dezagreagă. Granitul, în schimb, rezistă foarte mult la acţiunea de eroziune exercitată de apele curgătoare. Se constată deci că există factori care determină o slabă rezistenţă a acestei roci şi factori care-i dau o rezistenţă mai mare. Astfel, dintre factorii de mică rezistenţă menţionăm : abundenţa biotitului şi a plagioclazilor, proporţia de cuarţ redusă, granulaţia grosieră, abundenţa diaclazelor, porozitatea ridicată, climatul cald şi condiţiile de mediu salin. Ca factori de mare rezistenţă sînt : raritatea biotitului şi plagioclazilor, abundenţa microclinului, procentul de cuarţ ridicat, granulaţia fină, numărul mic de diaclaze, porozitatea slabă, climatul rece, un mediu lipsit de salinitate. Fiecare dintre aceşti factori participă, într-o măsură mai mică sau mai mare, la mărirea sau scăderea gradului de rezistenţă al granitului. Iată cîteva aspecte de acest gen. Dacă biotitul este abundent în masa granitului, prin gonflare (umflare), lamele sau foiţele din care este alcătuit acest mineral îşi măresc volumul, contribuind astfel la distrugerea rocii. Cînd biotitul este însă în cantitate mică, coerenţa granitului devine cu mult mai ridicată, dilatarea fiind redusă, foiţele sau lamele de biotit menţinîndu-se strîns legate între ele, mineralul devenind astfel mai puţin alterabil. O astfel de comportare a granitului în funcţie de conţinutul în biotit este deosebit de evidentă în condiţiile climatelor calde şi umede. Abundenţa plagioclazilor şi varietatea microclinului intervin diferenţiat în procesul degradării granitelor. Microclinul este practic nealterabil, în timp ce plagioclazul de tipul feldspatului calco-sodic se alterează repede. De multe ori, alterarea plagioclazilor este aşa de rapidă, încît

aceştia rar rămîn intacţi, dînd frecvent, în contact cu potasiul pus în libertate de către biotit, sericitul. Întrucît cuarţitul este practic inalterabil în condiţiile climatului rece şi puţin alterabil în climatul temperat, rocile granitice bogate în cuarţ rezistă cu mult mai mult decît cele cu o proporţie redusă.

Rolul dimensiunii granulelor este şi el deosebit de important. Un granit care prezintă o granulaţie fină este mai rezistent aproape în orice condiţii, decît un granit alcătuit din elemente granulare grosiere. Presiunea care se exercită în condiţiile variaţiilor termice, va fi cu atît mai pronunţată cu cît mai mari sînt granulele care compun roca. Totodată, spaţiile care separă cristalele cresc în dimensiuni, cu atît mai mult cu cît granitul prezintă particule componente mai mari şi în acest fel apa va putea, prin circulaţia ei, să pătrundă mai adînc în masa rocii şi o dată cu aceasta şi procesul de alterare chimică.

Granitul proaspăt este o rocă foarte masivă. În granit, ca şi în alte roci endogene cu structură masivă, diaclazele formează sisteme care se întretaie aproape perpendicular, orientînd descompunerea şi influenţînd modelarea reliefului mai ales în munţi, unde înfăţişarea pereţilor este reglată de spărturi.

Sistemul de diaclaze este acela care permite pătrunderea rapidă a apei în interiorul rocii, uşurînd procesul de hidroliză. După părerea unor cercetători, aceste condiţii joacă rolul principal în distrugerea granitelor, atunci cînd este vorba de o alterare care are loc într-un climat tropical. Frezenţa diaclazelor este rezultatul răcirii interne a masivului granitic, datorită acestora porozitatea intervenind efectiv în procesul de hidroliză care are loc în masa rocii.

Climatul deţine unul din rolurile importante în modelarea reliefului pe granite. Într-o manieră generală, se consideră că pe granite iau naştere predominant forme pozitive în regiunile cu climă rece şi forme de relief negative în regiunile cu climate calde. Se înţelege că această situaţie nu reprezintă o regulă absolută. În condiţiile climatului mediteranean sau arid, granitul este adesea mai puţin rezistent decît calcarul. În climatul tropical umed sau în cel ecuatorial, silicea fiind solubilă şi caolinizarea alterînd feldspaţii, granitul este uşor atacat, deşi într-o măsură mai redusă decît calcarul.

1. FORME DE RELIEF GRANITIC

Datorită proprietăţilor fizice şi chimice şi a condiţiilor specifice de modelare, în granit se conturează următoarele forme :

Arena granitică apare în climatele calde şi în cele temperate. Ea rezultă, ca urmare a dezagregării, fiind o pătură groasă de materiale colţuroase şi în general mărunte, care se desfăşoară ca o poală, ce acoperă baza versanţilor, protejînd roca (fig. 172). Procesele de şiroire pot deplasa acest material către fundul văilor, nivelînd mult aspectul lor în profil transversal. Din cauza arenei, unele văi mici au fundul plat, îne-

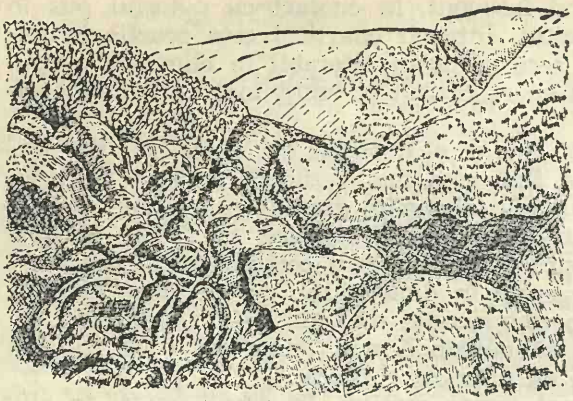


Fig. 172 — Arenă granitică.

cat în astfel de materiale. Umiditatea excesivă permite aici instalarea turbăriilor, arena granitică funcţionînd ca un sol poros, care se saturează de apă tocmai ca un burete. Odată formată, arena granitică este supusă procesului de alterare chimică, transformîndu-se treptat în argilă fină de tipul caolinului. Procesul de caolinizare al feldspaţilor are loc atît în materialele arenice cît şi în roca granitică nedislocată, datorită reţelei de fisuri. Gradul de alterare chimică al granitului este atît de mare în climatele umede, încît materialul rezultat fosilizează puternic relieful.

Uneori, înainte de formarea arenei granitice propriu-zise, dezagregarea creează îngrămădiri de blocuri de diferite dimensiuni, care pot fi întîlnite nu numai pe poalele versanţilor, dar şi pe spinările culmilor, aşa cum se constată în Dobrogea, în Munţii Pricopanului. Fărîmiţarea acestor blocuri, într-o fază următoare a dezagregării, determină formarea arenei, care prezintă în ansamblul ei aspectul de pietriş granitic.

Reţeaua de văi din regiunile granitice este mai puţin densă. Prezenţa fisurilor permite infiltrarea apei, reducînd într-o măsură apreciabilă drenajul de suprafaţă. Rîurile creează văi adînci, cu versanţi de formă convexă, avînd curbura aproape egală de sus pînă jos.

Cînd granitul este proaspăt, el opune o rezistenţă mare la săparea talvegului şi mai ales la modelarea versanţilor. Din această cauză, patul rîurilor se va adînci mai repede în comparaţie cu evoluţia versanţilor, excavînd un canal strîmt. Izvoarele sînt rare şi superficiale, au ape slab potabile şi relativ acide. Văile au frecvent doar albie minoră propriu-zisă, lunca fiind puţin dezvoltată. Profilul longitudinal are pante uniform accentuate, cu unele repezişuri sau rupturi în talveg. În profil transversal, dacă rîurile au un debit mare, văile sînt lărgite, ca nişte copăi, cu marginile estompate de arenă şi aluviuni. Cînd debitul rîurilor este mic, văile au profilul transversal în formă de „V" şi redus la albia minoră.

Impermeabilitatea granitului cît şi a produsului său final de alterare, argilă, explică caracteristicile reţelei hidrografice : densitatea relativ

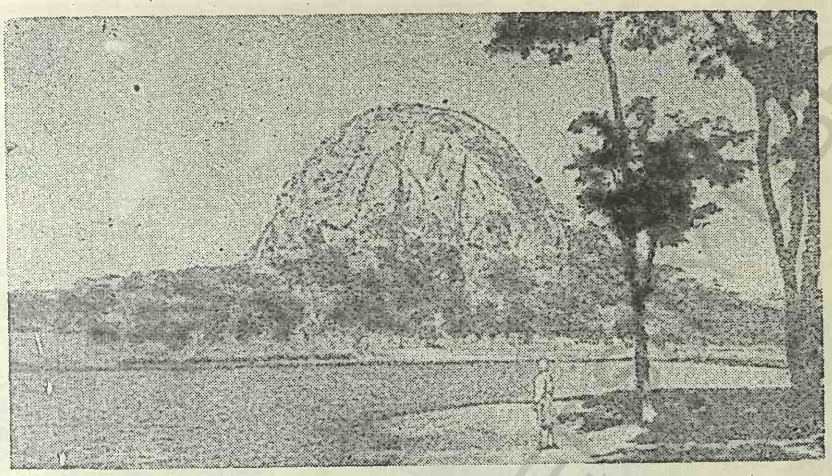


Fig. 173 — „Căpăţînă de zahăr" în Rhodezia de Sud (foto, L. C. King).

mare, ape puţin limpezi. În regiunile cu relief granitic nu se poate vorbi de un nivel freatic, propriu-zis, cu excepţia unor pînze cu totul superficiale.

„Căpăţîni de zahăr" se dezvoltă în condiţiile climatului tropical cu un anotimp ploios (fig. 173). Au formă de monticoli, cu înălţimi pînă la cîteva sute de metri (100—300 m). Aspectul lor ovoidal sau rotunjit este determinat de procesul descompunerii sferice (fig. 174). În acest sens, una dintre explicaţii consideră că alterarea înaintează în reţeaua de diaclaze, determinînd desprinderea de blocuri, ale căror margini se rotunjesc pe loc, chiar sub pătura de arenă, care le înconjoară. În interiorul lor, există orizonturi concentrice de rocă alterată, cu nuanţă uşor gălbuie, mai friabilă din cauza porozităţii foarte mari, care a fost denumită g o r e. Structura concentrică din interiorul rocii, care înlesneşte descompunerea sferică, s-ar datora unor curenţi ce au acţionat în timp ce exista topitura de magmă sau în faza răcirii acesteia. După alte păreri, „căpăţînile de zahăr" rezultă printr-un proces mixt, specific exclusiv granitului, de succesivă dezagregare-alterare, în care predomină mai ales dezagregarea. Se produce o e x f o l i e r e sau o decojire a rocii, datorită insolaţiei şi hidratării silicaţilor (cauzată de puternica alterare în lungul diaclazelor, în anotimpul umed al anului). În sezonul secetos, prin cristalizarea sărurilor, diaclazele se lărgesc rapid şi are loc procesul decojirii. În alte regiuni, ca de exemplu, în Coreea, în partea centrală a statului Texas etc., intervine însă şi gelivaţia, fără ca aceasta să fie indispensabilă în producerea exfolierii ; formele de relief care rezultă sînt mai puţin tipice.

Siluetele căpăţînilor de zahăr apar în peisajul geomorfologic al unor regiuni, cum sînt Guyana Franceză, Sudan, India, Madagascar. În împrejurimile golfului Rio-de-Janeiro, căpăţînile de zahăr sînt înconjurate

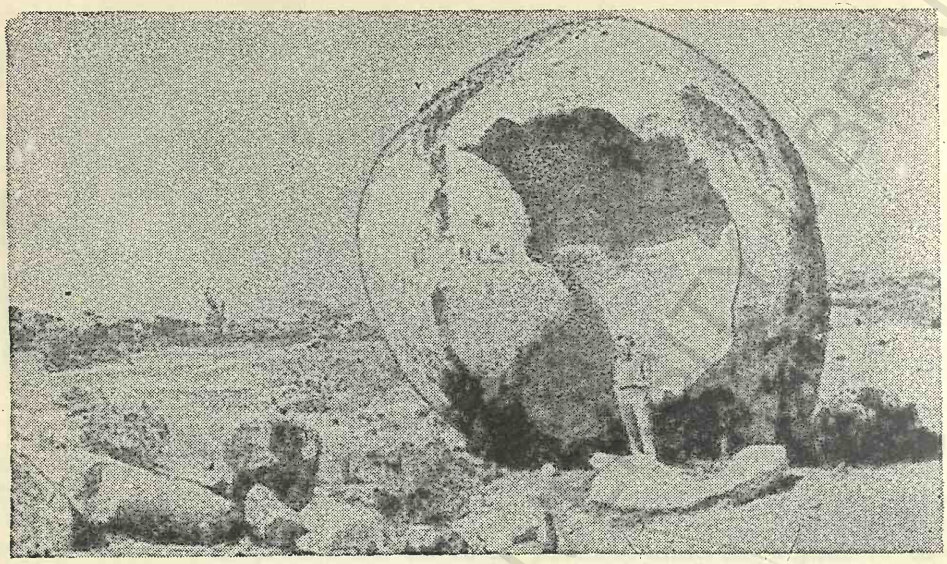


Fig. 174 — Sferă din diorite, rezultată în urma procesului de dezagregare (foto, H. Wilhelmy, Aruba—Indonezia).

la bază de o cuvertură de materiale deluvio-proluviale. Geneza acestora a fost explicată ca fiind rezultatul unei morfologii mai vechi. Într-o regiune cu aspect de peneplenă, în condiţiile climatelor umede subecuatorial şi tropical, procesul intens de alterare chimică a pătruns inegal în rocă, pînă la cîteva sute de metri adîncime, formînd scoarţe de alterare groase, prin care apa se infiltrează în profunzime. Totodată, alterarea ocoleşte anumite zone. Cînd regiunile acestea, de veche peneplenă, ajung să fie înălţate, materialele scoarţei de alterare fiind îndepărtate de ape, apar la zi „căpăţînile de zahăr".

Explicaţia dată de P. Birot (1960) genezei „căpăţînilor de zahăr" ilustrează într-un mod mai convingător realitatea procesului în sine. Autorul arată că micile batolite superficiale, pot fi degajate prin eroziune diferenţială, sub forma unor mase de rocă dură cu aspect ovoidal, avînd flancurile foarte înclinate, aşa cum se întîlnesc în Brazilia, Africa occidentală, Sahara, unde inselberg-urile cele mai remarcabile coincid cu mase granitice puse în loc la sfîrşitul precambrianului. Astfel de corpuri se descompun prin suprafeţe de exfoliere de origine structurală, versanţii lor retrăgîndu-se paralel, datorită procesului de descuamare din lungul diaclazelor, care delimitează bancurile de granite cu granulaţie grosieră, de cele cu granulaţie fină. Granitele cu granulaţie fină, prin meteorizare, dau cruste de exfoliere, groase în medie de 1—2 cm. Întrucît diaclazele în lungul cărora se petrece alterarea şi exfolierea au o dispunere curbă, ele orientează şi procesul denudaţiei în acest sens,

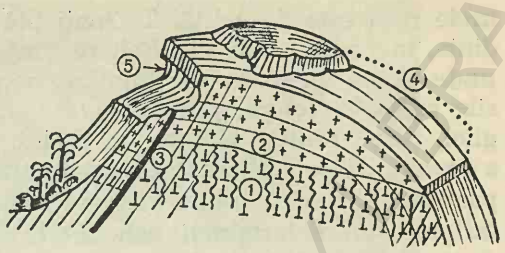


Fig. 175 — Formarea „căpăţînilor de zahăr", după P. Birot:

1 — gneiss ocular, cu filoane de pegmatite; *2* — granite cu granulaţie fină; *3* — filon; *4* —reconstituirea prin linie punctată a crustei granitice alterată, care a fost îndepărtată prin descuamare; *5* — surplombe excavate prin formare de taffoni.

dînd aspectul ovoidal al „căpăţînilor de zahăr". Intersectarea diaclazelor curbe de către diaclaze verticale, determină pe alte sectoare formarea excavaţiilor în surplombă, denumite taffoni, prin desfacerea granitelor în blocuri ce se deplasează pe panta foarte înclinată (fig. 175).

Cercetările efectuate de J. Hurault (1963), în Guyana Franceză (regiunea Haut Marouini), unde se află cele mai tipice forme de acest gen, au pus în evidenţă faptul că roca granitică a căpăţînilor de zahăr nu prezintă urme de fisurare. În procesul genetic, la partea superioară se produce descuamarea, panta fiind aici mai redusă ; spre bază, apele cumulate produc o eroziune tot mai accentuată. Descuamarea se face prin plăcuţe de numai cîţiva centimetri, care sînt repede evacuate prin spălare, motiv pentru care şi acumulările la baza căpăţînei sînt puţine.

Taffonii sînt nişte excavaţii semisferice, ale căror diametre ating uneori cîţiva metri (fig. 175). Aceste forme se întîlnesc pe pante puternice,

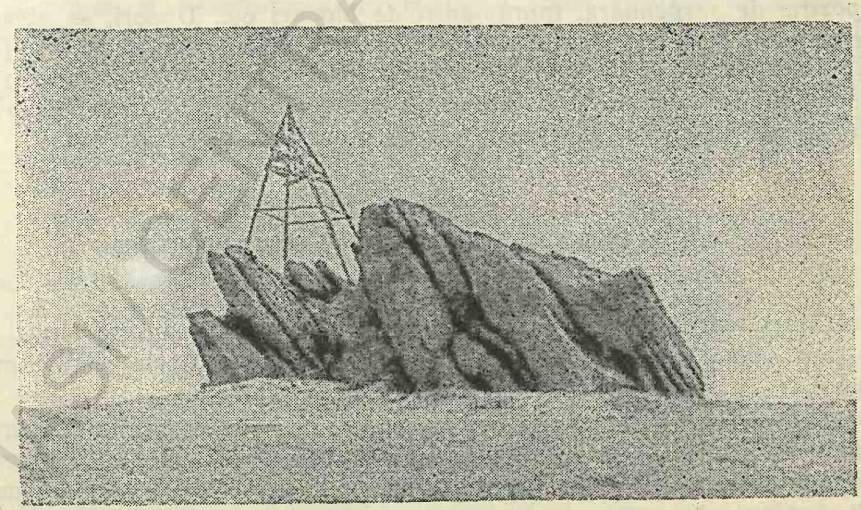


Fig. 176 — Vîrf de tip piramidal format pe şisturi cristaline, în Munţii Semenic (foto, M. Grigore).

unde roca este dezvelită. Taffonii pot fi văzuţi în Antile, Corsica, Sardinia, în unele locuri din Sahara etc. Modelarea lor se face în climatele unde există un sezon sau anotimp secetos (M. Derruau, 1962). Golurile cresc în volum, prin dizolvare sau alterare chimică. Evacuarea argilei, care rezultă, se face, mai ales, prin şiroire. Creşterea progresivă a excavaţiei se realizează de jos în sus, prin erodarea boltei. Ei sînt repartizaţi în zonele unde roca se usucă repede la suprafaţă. Totodată, taffonii sînt determinaţi genetic de structura concentrică interioară a rocii, care condiţionează formele rotunjite sau de tip sferic. De altfel, taffonii şi formele rotunjite ale reliefului granitic coexistă în peisajul geomorfologic şi nu odată se observă cum taffonii se instalează pe sferele de piatră. În privinţa genezei taffoni-lor, mai rămîn încă unele probleme de studiat, ca de exemplu, dacă blocurile de rocă pe care se formează trebuie să fie permeabile, pentru ca umezeala să pătrundă prin infiltraţie de sus în jos, întocmai ca într-o cavitate carstică, sau, dacă umiditatea din aer este suficientă pentru menţinerea condiţiilor de alterare. De asemenea, se poate ca taffonii să se formeze sub o scoarţă de alterare, iar procesul actual de eroziune numai le exhumează. Un fapt rămîne sigur şi anume acela că în geneza taffonilor, un rol important îl prezintă acţiunea de umezire diferenţială între exteriorul şi interiorul rocii, condiţie care se realizează pentru acele regiuni climatice, care au un anotimp secetos.

Alte forme. În regiunile montane înalte, în condiţiile unui climat de tip periglaciar sau crionival, apar forme cu aspect ascuţit, cum sînt *creste înguste şi adînc fierăstruite, vîrfuri de tip piramidal, ace, blocuri în poziţie de suspendare, îngrămădiri de blocuri* etc. Uneori, se observă blocuri care stau în poziţie verticală, avînd forme ascuţite şi nu prea înalte, care seamănă cu siluetele împietrite ale unor oameni, motiv pentru care au fost denumite şi *jandarmi.* Aceste forme sînt frecvente şi pe andezite (de exemplu, în Igniş), şisturi cristaline, gneissuri etc.

2. ALTE ROCI, CU MOD SIMILAR DE COMPORTARE

Trăsături asemănătoare granitului înscriu în relief şi alte tipuri de roci, aşa cum sînt granulitele, dioritele, sienitele şi unele şisturi cristaline.

Granulitele sînt granite care conţin muscovit şi biotit, acesta din urmă fiind în cantitate redusă. Majoritatea trăsăturilor morfologice existente pe granit se întîlnesc şi pe granulite. Granulitul este însă mai rezistent decît granitul, din cauza conţinutului mai slab în biotit şi a rezistenţei mari la alterare a muscovitului.

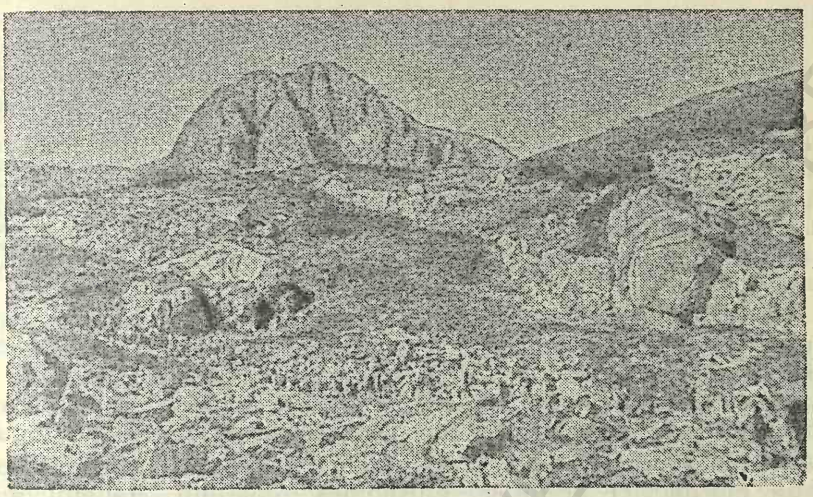


Fig. 177. — Relief granitic în Munții Retezat (foto, M. Grigore).

Dioritele sînt roci mai calcice decît granitul, din cauza feldspaților. Ele dau atît forme pozitive, cît și forme de relief negative. Totodată, dioritele conservă mai bine pantele puternice și, de aceea, eroziunea prin hidroliză este minimă.

Șisturile cristaline nu dau forme omogene, ci destul de variate în raport cu însușirile diferitelor roci ale grupului, între care mai importante sînt duritatea și șistuozitatea. În plus, nu toate șisturile cristaline se comportă, ca modelare, asemănător rocilor granitice. Procesele de dezagregare și alterare, alături de cele de creep, modelează șisturile cristaline, dînd o rotunjire generală culmilor, cu forme greoaie. În condițiile speciale, ale regiunilor montane înalte, acționează procesele periglaciare și crionivale care dau : creste, abrupturi, vîrfuri ascuțite sau de tip piramidal (fig. 176) etc.

Gneisurile, șisturi cristaline feldspatice, cu structură granulară și o șistuozitate mai puțin marcantă, dau o morfologie mai apropiată de aceea a granitelor. Acest fapt se datorește structurii acestor roci, în cadrul căreia este frecventă alternanța de orizonturi cuarțo-feldspatice cu cele de mică. Datorită durității mai mari a gneiselor, versanții prezintă o formă convexă, dar mai puțin tipică decît la granite. Ca rezultat al proporției ridicate a feldspaților, argila, formată prin alterarea lor, permite acțiunea intensivă a șiroirii. Creep-ul contribuie la aplatisarea și rotunjirea versanților. În țara noastră, gneisul ocular de Cozia, prin atacarea lentilelor de feldspat potasic, ia un aspect ciuruit, dînd un relief caracterizat prin abrupturi, stînci sub formă de turnuri și coloane cu siluete zvelte, așa cum apar în partea de sud a Munților Cozia.

3. EVOLUŢIA RELIEFULUI GRANITIC. TIPURI

În evoluţia reliefului granitic, un rol important îl joacă clima. În climatul cald şi umed, ca în regiunile intertropicale, alterarea granitului se accelerează. Procesul caolinizării devine aşa de rapid, încît granitul se exfoliază şi determină dezvoltarea unei morfologii cu linii semeţe, cu obeliscuri avînd poalele îngropate în detritus. Este tipul de relief granitic de climă caldă, ce are ca specific „căpăţînile de zahăr".

În condiţiile climatului temperat, relieful granitic prezintă trăsături mai estompate, fiind reprezentat prin simple mameloane cu aspect ovoidal şi dimensiuni relativ uniforme. În regiunile mediteraneene, se poate remarca, ca trăsătură specifică, lărgirea văilor pînă la dezvoltarea unor bazinete, din care cursurile de apă ies printr-o gîtuitură sau îngustare.

Alături de acţiunea climei, o importanţă deosebită o prezintă, pentru evoluţia morfologiei granitice, altitudinea reliefului. Relieful granitic tipic se dezvoltă, în special, în regiunile cu altitudini joase unde întîlnim predominant forme mamelonare, din care răsar (mai ales în regiunile cu climă tropicală) accidente de teren reprezentate prin blocuri, îngrămădiri haotice de bolovani, căpăţîni de zahăr etc. La altitudini mari se detaşează unele aspecte distincte, constituind relieful granitic de munţi înalţi. Acesta se înscrie prin forme piramidale, creste zimţate, coloane uriaşe, blocuri ascuţite etc. Urmărind în ansamblu evoluţia reliefului granitic, s-ar putea vorbi, cu oarecare rezervă, de un ciclu de forme, în funcţie de climă şi altitudine, în sensul că la înălţimi mari, granitul dă forme mai semeţe, piramide, creste zimţate etc. şi ar ajunge, în regiunile mai joase, la forme uşor mamelonate, cu aspect de îmbătrînire. Deci, din acest punct de vedere se poate vorbi de o evoluţie a reliefului granitic. Înfăţişarea de tinereţe, maturitate sau bătrîneţe este în funcţie de stadiul de evoluţie în care se află regiunea în care se încadrează relieful granitic.

4. PEISAJUL RELIEFULUI GRANITIC

Exceptînd unele diferenţieri climatice din morfologia granitică, observăm că aceasta se caracterizează în genere prin forme masive, cu spinări rotunjite şi netede cu aspect mamelonar, versanţi convecşi cu pante relativ mari, reţea de văi invadate de arenă, ape tulburi, turbării. Alterarea, factorul esenţial de modelare, nu permite, în general, înscrierea în relief a unor linii frînte, muchii ascuţite, ci mai mult a unor contururi rotunjite, aşa cum se întîlneşte în cea mai mare parte a masivelor hercinice din Morvan, Limousin, Munţii Pădurea Neagră, Hartz, Munţii Dobrogei, dar şi pe reliefurile munţilor mai tineri (fig. 177) etc.

În privința răspîndirii, relieful granitic este cunoscut bine în Europa : în Munții Jura, Masivul Central Francez, Munții Vosgi, Munții Pădurea Neagră etc. În România, el este parțial întîlnit în Munții Apuseni, în zonele granitice din Carpații Meridionali și Orientali, în care predomină distrugerea rocilor ca rezultat al gelivației și, un alt gen specific zonei hercinice a Dobrogei, care reprezintă un relief peneplenizat. Similar, se dezvoltă un relief și pe andezitele din Munții Căliman, Munții Gutăi și pe bazaltele de la Detunata (Munții Apuseni), Gătaia (în Banat) și la Racoș.

C. RELIEFUL DEZVOLTAT PE GRESII ȘI CONGLOMERATE

În acest tip de relief încadrăm formele dezvoltate pe gresii și pe conglomerate. Ambele roci au masa alcătuită din elemente sau particule cimentate. Gresiile sînt formate din granule de nisip, care prezintă o compoziție granulometrică relativ omogenă. Conglomeratele formează un ansamblu cimentat, alcătuit din particule de dimensiuni foarte diferite și în special din pietrișuri sau galeți, iar alteori din blocuri. Printre conglomerate se încadrează și breciile, caracterizate prin aspectul angular al elementelor componente. Aceste roci pot prezenta varietăți determinate de natura mineralogică a materialului din care sînt constituite, și a cimentului. În funcție de natura cimentului, există gresii calcaroase, silicioase, argiloase, glauconitice etc. Tipul de ciment poate imprima gresiei, un grad mai mare sau mai mic de impermeabilitate. De exemplu, gradul cel mai ridicat de impermeabilitate îl prezintă gresia silicioasă, materialul constituent și cimentul determinîndu-i masivitatea.

Privite în ansamblul lor, gresiile sînt roci rezistente, cu permeabilitate medie, dar variabilă în raport de coeziunea mai mare sau mai mică a particulelor, întotdeauna stratificate și uneori chiar cu o oarecare șistuozitate, stratele formînd adesea alternanțe de durități deosebite. Diferențierile dintre gresii se pot datora și mărimii particulelor componente, în raport de care, cele grosiere și eterogene sînt mai ușor atacate decît cele cu granule mărunte și omogene. Diferența de rezistență a gresiilor se înscrie în relief fie ca rezultat al alternanței pe verticală a pachetelor cu durități deosebite, fie a unei astfel de alternanțe în sens orizontal.

Condițiile climatice introduc și ele variații în dezvoltarea morfologiei axată pe gresii. De exemplu, în regiunile cu climă umedă, pe versanți acționează mai ales șiroirea. În schimb, în regiunile cu climă aridă se dezvoltă, datorită dezagregării, abrupturi cu aspect ruiniform. În zonele climatelor temperate și în ținuturile mediteraneene, versanții evoluează

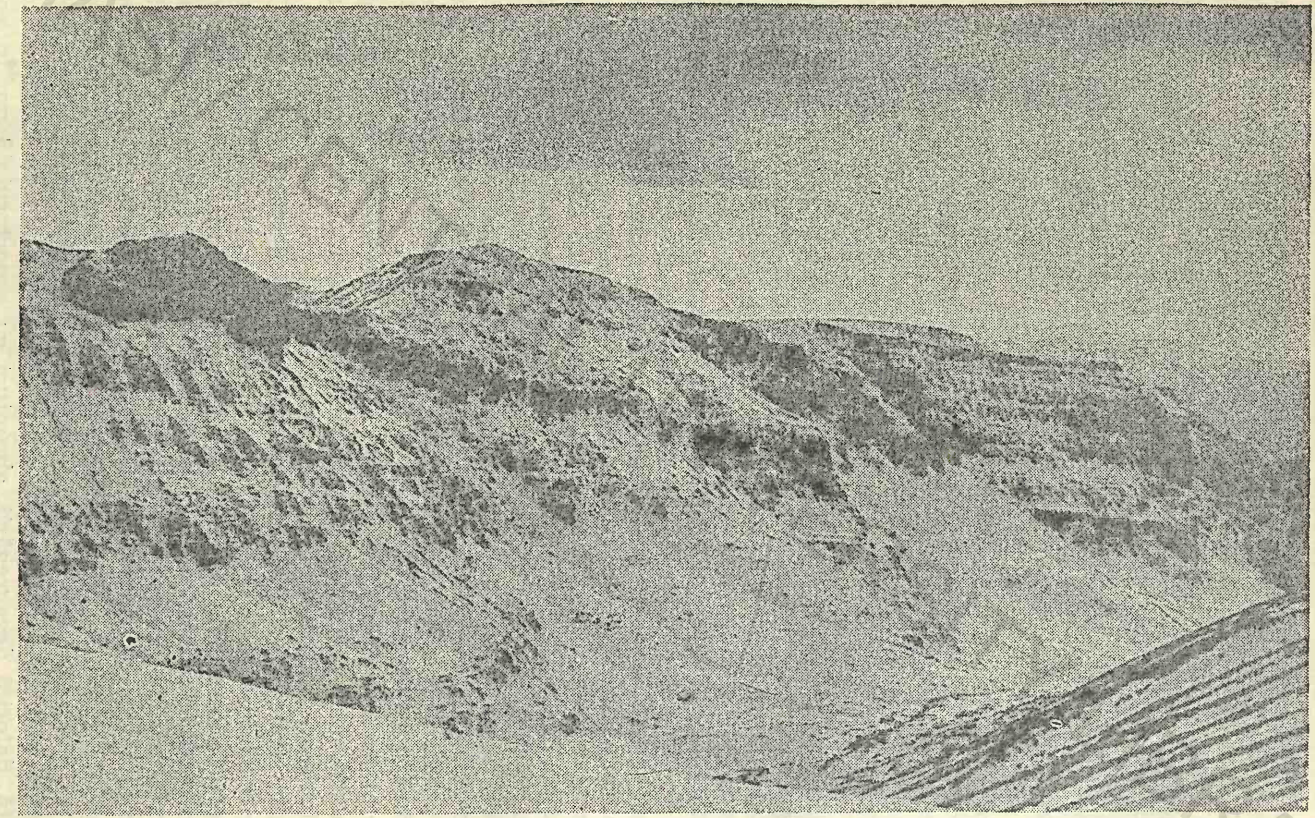


Fig. 178. — Polițe sau trepte locale pe conglomerate și gresii în Bucegi, pe valea Gaura (foto, M. Grigore).

prin procese alternative de dezagregare şi şiroire produsă de ploile torenţiale.

Intercalaţiile de gresii cu argile, marne, conglomerate etc., sau alternanţele de gresii diferite, joacă un rol important în conturarea şi amplificarea trăsăturilor morfologiei. Acest fapt, va permite o eroziune diferenţială, lipsind originalitatea specifică peisajului geomorfologic prezent numai pe gresii. De asemenea, gradul de fisurare şi diaclazare al gresiilor dictează într-o măsură importantă rezistenţa acestor roci în faţa eroziunii.

1. FORME DE RELIEF DEZVOLTATE PE GRESII

Cînd gresiile sînt dure şi intens diaclazate, apar forme cu aspect destul de semeţ, amintind cîte ceva din peisajul reliefului carstic, unde există un grad de fragmentare accentuat şi pante mari. Pe gresiile argiloase, formele de relief apar mai şterse, versanţii prezentînd pante mai mici.

Datorită permeabilităţii gresiilor, reţeaua de văi este în general rară, cu excepţia gresiilor dure. Văile prezintă în profilele longitudinal şi transversal rupturi de pantă şi respectiv umeri. Unde se interpun, în alternanţă, bancuri mai dure, se pot forma *poliţe* sau *trepte locale* (fig. 178). Gresiile silicioase, cum sînt cele din Kliwa din Carpaţii Orientali, determină văi cu aspect de chei.

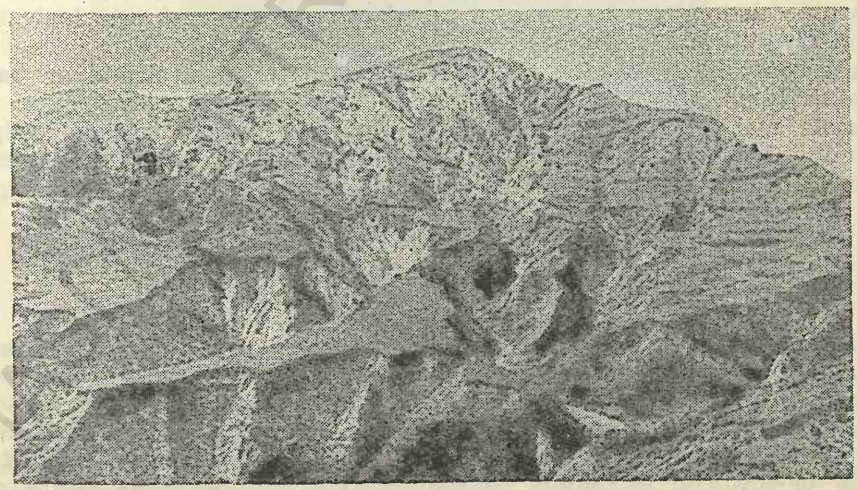
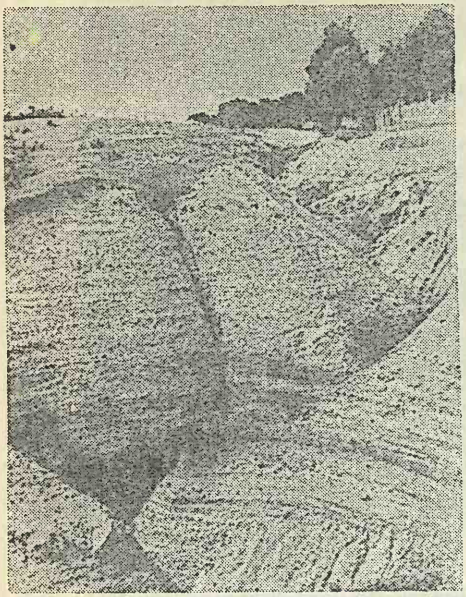


Fig. 179 — Eroziune torenţială în depozite marno-grezoase. Depresiunea Vrancei.



Dacă gresia este dură, dar şi permeabilă, pe ea se dezvoltă un relief masiv, care se apropie ca înfăţişare de cel granitic, evoluînd pe calea dezagregării fizice. La baza versanţilor are loc o acumulare de depozite nisipo-argiloase, alcătuind o trenă sau un tăpşan. În alte condiţii se depun grohotişuri.

Gresiile cu elemente sau ciment de natură calcaroasă, permit apariţia unor forme pseudocarstice (lapiezuri slab dezvoltate, doline, chei, grote etc.). Gresiile argiloase şi marnoase pot da, alunecări de teren, organisme torenţiale etc. (fig. 179).

Fig. 180 — Relief de bad-lands-uri pe conglomerate argiloase, slab cimentate, în Muscelele Olteniei.

2. FORME DE RELIEF DEZVOLTATE PE CONGLOMERATE

Conglomeratele alcătuite din elemente cristaline, puternic cimentate, fiind rezistente la eroziune, creează un relief impunător, cu versanţi abrupţi, profiluri ascuţite etc. În condiţiile climatului umed, are loc o degradare intensă a acestei roci. Conglomeratele cu ciment calcaros sau elemente calcaroase, pot forma un pseudocarst reprezentat prin lapiezuri, doline, chei etc.

Dacă conglomeratele sînt puţin argiloase, datorită şiroirii apar bad-lands-uri (fig. 180). Cînd un bloc de rocă mai dură protejează masa de materiale mai friabile de dedesubt, se individualizează coloane, stîlpi, denumite şi piramide de pămînt sau coafate (fig. 181). Aceste forme apar însă mai tipice şi frecvente pe alte roci, aşa cum sînt argilele, marnele argiloase şi nisipurile uşor cimentate.

3. PEISAJUL RELIEFULUI

Peisajul format de acest relief se caracterizează prin pante foarte accentuate şi trepte netede, iar văile sînt, în general, largi. Un pitoresc deosebit, prezintă crestele decupate frecvent în stîlpi şi ace, care se profilează semeţ pe fondul general al reliefului. Aşa este, de exemplu, peisajul întîlnit în Elveţia saxonă, rezultat al rolului pe care-l au diaclazele verticale şi orizontale ce dau naştere la blocuri de stîncă cu aspect cubic, alături de care stau umeri structurali, cu înfăţişarea de

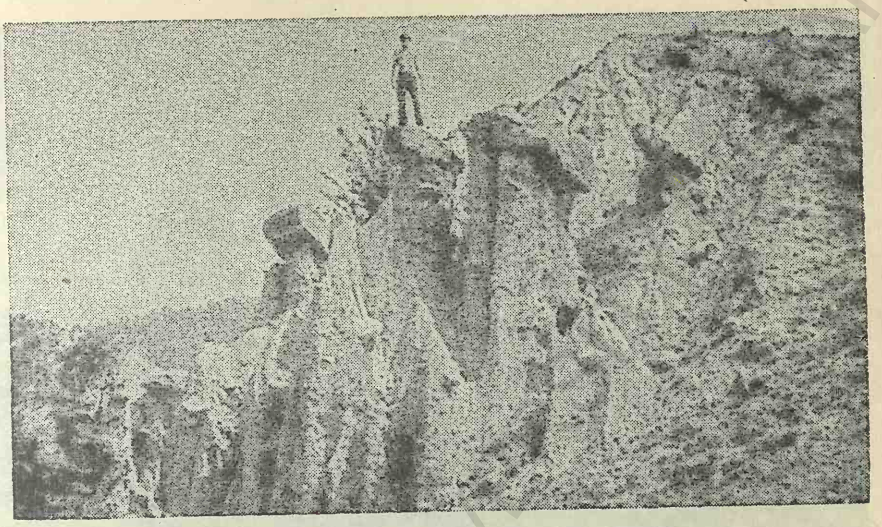


Fig. 181 — Piramide de pământ în bazinul văii Mehadica (Banat) (foto, M. Grigore).

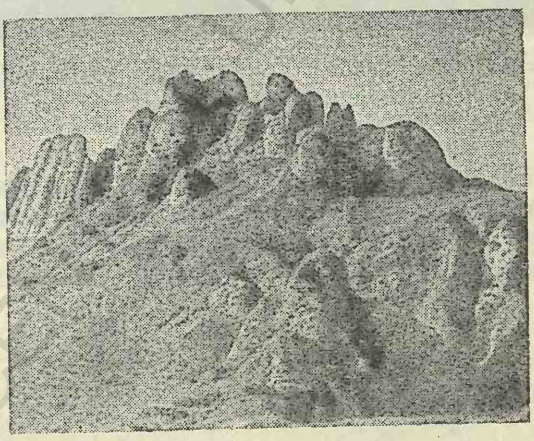


Fig. 182 — Relief de turnuri dezvoltat pe conglomerate în Munții Ciucaș, la „Tigăile Mari" (foto, M. Ielenicz).

polițe sau trepte. În gresiile stratificate tabular, apar interfluvii plate detașate între ele prin văi largi, așa cum se întîlnește în podișurile Africii de nord-est, pe gresiile triasice din estul Franței, în R.D.G., în bazinul superior al fluviului Elba la ieșirea din Munții Metalici, pe gresiile cretacice din Boemia (Cehoslovacia) etc.

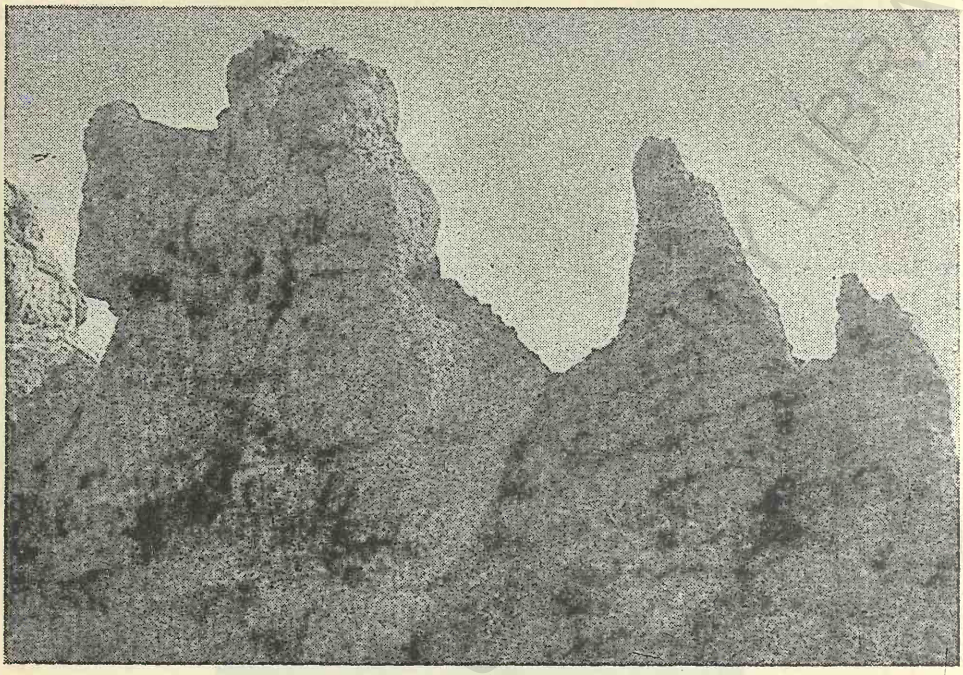


Fig. 183 — Eroziunea diferențială din „Colții la Scară", Masivul Bucegi, a creat forme semețe în conglomerate (foto, M. Grigore).

În România, morfologia axată pe gresii este specifică zonei flișului cretacic și paleogen (gresiile de Kliwa și Tarcău). Tot în zona flișului, conglomeratele se înscriu prin forme semețe și o morfologie pseudocarstică. Un relief specific se întîlnește în Ceahlău, Ciucaș (fig. 182), Bucegi etc. (fig. 183).

D. RELIEFUL ARGILOS

Argilele rezultă prin cimentarea sau consolidarea pelitelor, adică a unui material cu o granulație foarte fină, mai mici de 2 μ. Există mai multe argile, în funcție de constituția lor mineralogică. Cele mai sărace în silice formează caolinitul, iar cele mai bogate în silice poartă denumirea de montmorillonite. Între ele, există un tip intermediar numit illit. Argila trece drept rocă impermeabilă. În stare uscată, ea este foarte avidă de apă. Cînd este saturată cu apă devine impermeabilă, iar prin gonflare își mărește volumul, devine plastică și alunecă pe pantă. Deci,

înmagazinarea unei cantități de apă sau pierderea ei prin evaporare, determină importante variații de volum. La un grad foarte ridicat de îmbibare cu apă, argila capătă un caracter semifluid. La uscare accentuată, argila poate ajunge pînă la stricarea coeziunii particulelor componente, fiind ușor pulverizată de vînt.

Printr-o serie de proprietăți pe care le au, marnele se comportă similar în privința morfologiei pe care o generează, ca și argilele. Pentru aceste considerente, tipului de relief petrografic argilos, i se include și acela modelat pe marne.

1. FORME DE RELIEF

Una din trăsăturile de bază ale acestui tip de relief este dată de rețeaua hidrografică, care prezintă văi largi (fig. 184), marcate frecvent de mlaștini care uneori întrerup firul apei. Versanții prezintă pante de obicei mici și foarte mici, interfluviile avînd aspect rotunjit și plat (fig. 185). Frecvent, energia reliefului este redusă, fapt determinat de rezistența mică a argilelor față de eroziune. Izvoarele sînt rare sau foarte rare, apa avînd un procent ridicat de turbiditate. Scurgerea apei provenită din precipitațiile atmosferice se face repede, datorită comportării argilelor ca roci impermeabile, atunci cînd ele ajung la saturație. Se dezvoltă intens eroziunea lineară, în primul rînd acolo unde lipsește covorul vegetal. Apar ravene și ogașe, care evoluează repede către organisme torențiale. În zonele cu climat subdeșertic și mediteraneean, dezvoltarea ravenelor este foarte intensă ; ele se ramifică puternic, formînd excavații în labirint, foarte dese și destul de adînci, de la cîțiva metri, uneori pînă la cîteva zeci de metri și separate între ele prin creste înguste. Aceste forme de relief sînt cunoscute prin termenul de b a d - l a n d s-uri (sau pămînturi rele), tipic dezvoltate în Statul

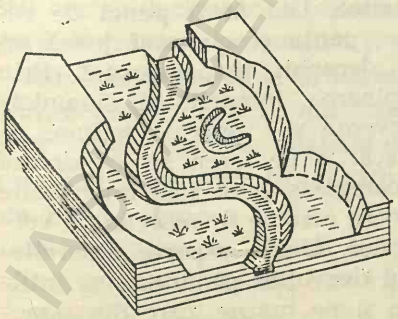


Fig. 184 — Aspectul lărgit și înmlăștinirea văilor în zonele argiloase. (după M. Grigore).

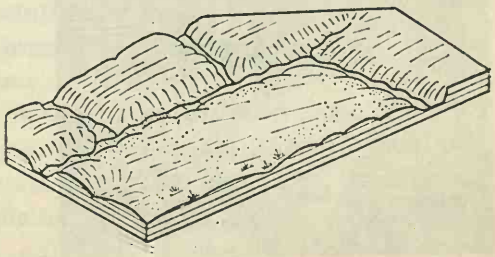


Fig. 185 — Interfluvii plate și mult lărgite, formate pe argile.

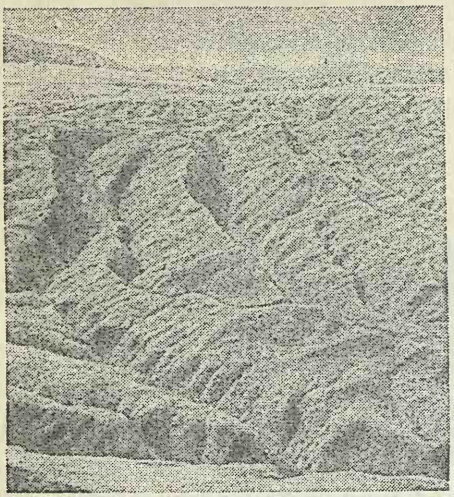


Fig. 186 — Bad-lands-uri sculptate pe argile, în Subcarpaţii Buzăului.

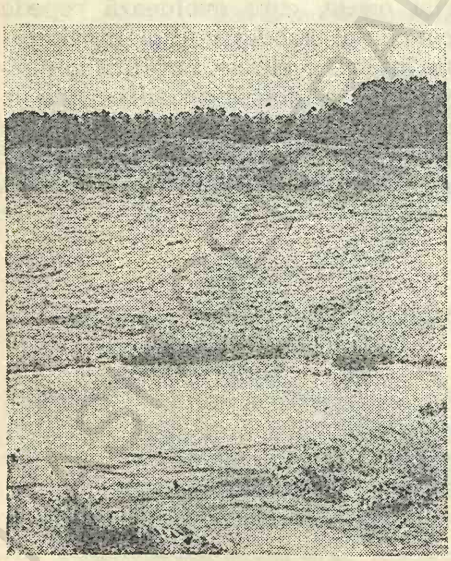


Fig. 187 — Alunecare de teren în apropiere de Rîmnicu-Vîlcea. Pe ultimul plan se vede rîpa de desprindere (foto, N. Popescu).

Dakota (S.U.A.), de unde au primit şi denumirea (fig. 186). Ele apar nu numai în regiunile şi condiţiile amintite, dar şi acolo unde argilele conţin o mare cantitate de săruri.

Trăsătura cea mai caracteristică a morfologiei dezvoltată pe argile este dată de alunecările de teren (fig. 187 şi 188). Procesul în sine este declanşat de o serie întreagă de cauze şi condiţii. Acestea au fost tratate în prima parte a cursului, la capitolul „Deplasarea materialelor pe pante". Tot acolo, au fost tratate şi : clasificarea, mecanismele declanşării alunecărilor, aspectele lor morfologice generale sau particulare, viteza desfăşurării şi diferitele tipuri ale acestora.

Declanşarea alunecărilor dovedeşte intrarea versantului într-o fază de intensă modificare a echilibrului dinamic al profilului său, care se face, în acest caz, prin salturi. Restabilirea unui echilbru relativ se atinge din momentul în care alunecările de teren îşi reduc simţitor acţiunea, pînă ajung să nu mai funcţioneze, ca urmare a dispariţiei cauzelor şi condiţiilor lor genetice. Din acest punct de vedere, panta şi climatul joacă un rol deosebit de imporant. Prin amploarea, intensitatea dinamicii, frecvenţa şi viteza de acţiune, alunecările de teren se încadrează în categoria celor mai importante procese actuale de modelare a versanţilor. Unele aspecte ale reliefului dezvoltat pe argile, se întîlnesc şi pe marne, care din punct de vedere petrografic constituie un tip de rocă argiloasă ce conţine o anumită proporţie de calcar. Cînd

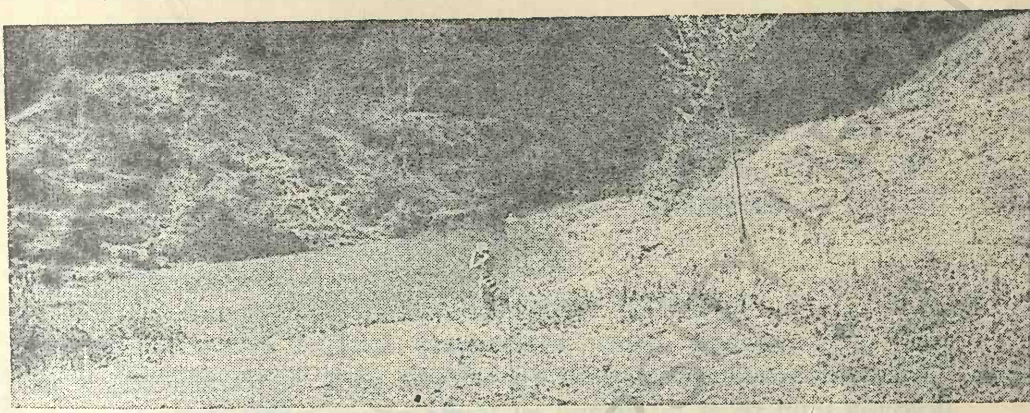


Fig. 188 — Lac între două valuri de alunecare, în Subcarpații Olteniei, pe stînga Oltului în avale de Rîmnicu-Vîlcea (foto, N. P o p e s c u).

ele nu sînt prea calcaroase, evoluează aproape ca și argilele. Ca notă distinctă apare o energie de relief mai mare și forme cu profile unghiulare, ca rezultat al rezistenței ridicată la eroziune a rocilor. Această caracteristică se accentuează în cazul șisturilor argiloase și marnoase. Morfologia care rezultă nu este atît de tipică ca aceea a argilelor, deoarece ele se află totodată intercalate cu bancuri de roci mai tari, cum ar fi gresiile și calcarele. Ca urmare, modelarea versanților se desfășoară mai încet decît la argile. Densitatea și indicele de ramificare al rețelei hidrografice sînt, în general, mari, fapt datorat izvoarelor abundente și pantelor accentuate.

Alunecările produc importante degradări de terenuri, distrugerea unor căi de comunicație etc. Societatea omenească poate interveni în procesul genezei și evoluției alunecărilor de teren, cu scopul prevenirii, încetinirii sau opririi declanșării acestora. În acest sens, se pot delimita două categorii de măsuri : preventive și curative sau de ameliorare.

Măsurile preventive urmăresc preîntîmpinarea producerii alunecărilor. Dintre acestea citãm : menținerea învelișului vegetal pe versanții înclinați ; raționalizarea pășunatului sau interzicerea acestuia pe pantele care indică alunecări în pregătire ; practicarea arăturilor în sensul curbelor de nivel ; uscarea argilei prin drenări de suprafață și subterane, prin intermediul cărora apa să fie evacuată în afara regiunii cu potențial de alunecare ; modificarea naturii argilelor, prin injectări cu diferiți lianți.

Măsurile curative se aplică în situațiile cînd alunecările s-au declanșat și acțiunea lor trebuie limitată sau împiedicată. Ca primă măsură se impune captarea surselor de umezire a argilelor (izvoare, pînze de ape

freatice) şi dirijarea lor dincolo de perimetrul zonei afectată de alunecări. Printr-o astfel de intervenţie, argilele încep să se usuce şi procesul de alunecare poate fi oprit. Numai după o asemenea măsură urmează şi amplasarea de ziduri sau diguri din beton, care să fie montate cu o talpă cît mai adîncă în sol, concomitent cu împădurirea versanţilor şi interzicerea păşunatului.

2. PEISAJUL MORFOLOGIC

Peisajul morfologic generat de această rocă, se caracterizează prin prezenţa unui relief în general cu forme netede, pante domoale, conture date de linii uşor arcuite şi cu slabe inflexiuni, zonele interfluviale fiind joase şi teşite, iar văile avînd un profil transversal mult lărgit, marcat la partea inferioară de planitate accentuată, care înlesneşte înmlăştinirea. În ansamblul ei, energia reliefului este mică. Reţeaua de văi este densă, cursurile de apă prezentînd ezitări în scurgerea lor, erodînd în special lateral, deoarece pantele sînt mici. Prezenţa bad-lands-urilor şi alunecărilor de teren dau reliefului argilos un aspect haotic, de adevărată năruire şi de existenţă efemeră. Aspectul dezolant al peisajului este mult amplificat de lipsa vegetaţiei. În nota specifică a peisajului, condiţiile climatice îşi imprimă în mod diferenţiat amprenta. Astfel, în climatele temperate, sînt prezente ravenele, ogaşele, torenţii şi multe tipuri de alunecări. În climatul subpolar, modelarea argilelor se face predominant prin procesul de solifluxiune.

3. RĂSPINDIREA RELIEFULUI ARGILOS

Prezenţa reliefului dezvoltat pe argile este strîns legată de terenurile cu formaţiuni terţiare, în cadrul cărora această rocă se găseşte intercalată. Pe unităţi de relief, argilele se întîlnesc în mod deosebit în regiunile submontane, de podişuri, piemonturi, depresiuni intramontane şi munţii de fliş. Pe Glob, relieful argilos este bine cunoscut în statele Dakota, Illinois (S.U.A.), în Alpii de sud, Apeninii argiloşi (alunecările de tip frana), Pirinei, Algeria etc. O notă specifică o dau platourile argiloase, pe suprafaţa cărora formele apar mult estompate. Platouri de acest gen sînt : Sologne, între Cher şi Loire şi Dombes situat în partea de sud a Cîmpiei Bresse, ambele pe teritoriul Franţei.

În România, morfologia dezvoltată pe argile este prezentă în numeroase unităţi cum sînt : Podişul Sucevei şi Podişul Central Moldovenesc, Cîmpia Moldovei, Colinele Tutovei, Cîmpia Transilvaniei şi Podişul Tîrnavelor, zona montană a flişului, zona subcarpatică ş.a.

E. RELIEFUL NISIPOS

Nisipul este o rocă detritică, necimentată, marea mobilitate şi permeabilitate fiind proprietăţile ei specifice. Gradul ridicat de permeabilitate se datoreşte prezenţei porilor sau spaţiilor libere, numeroase şi mari. Există şi situaţii cînd nisipul se comportă ca o rocă impermeabilă, atunci cînd este acoperit cu un sol podzolic, cuprinzînd în masa lui concreţiuni compacte, cînd a devenit saturat cu apă, şi atunci cînd a îngheţat. Totodată, nisipurile umede sînt mai coerente la eroziune decît cele uscate. Nisipurile predominant cuarţifere au o mare mobilitate, pe cînd cele care conţin minerale diverse, pot forma un fel de liant (nisipuri micacee, feldspatice). În ultimul caz, ele pot fi modelate de şiroire, alunecări superficiale etc. Amestecul nisipurilor cu argile, determină legarea granulelor de cuarţ, dînd mai multă stabilitate şi amploare morfologiei. Dacă nisipul nu conţine un liant, el este afectat de creeping sau spulberat de vînt.

Apele din precipitaţiile atmosferice se infiltrează repede în masa nisipurilor, pătrunzînd pînă la stratele de roci impermeabile. De aceea, modelarea reliefului se face într-o măsură mică prin intermediul apelor curgătoare.

1. FORME DE RELIEF

Pe nisipuri se dezvoltă un relief, în general, instabil, cu linii şterse sau estompate, energie mică, forme plate, cu pante mult reduse. Unde există nisipuri pure şi deci foarte permeabile, apar văi seci, care numai în cazul căderii de precipitaţii atmosferice foarte abundente, prezintă în albiile lor apă. În profil transversal, văile sînt foarte mult lărgite, versanţii lini, avînd poalele înecate cu material nisipos alunecat din părţile superioare. Dacă fundul văilor atinge, datorită adîncirii rîurilor, o rocă impermeabilă, atunci reţinerea apei în albii este de durată sau chiar permanentă. Profilele longitudinale ale văilor nu prezintă rupturi de pantă decît în cazurile cînd se intercalează şi alte roci mai rezistente (gresii, argile, marne, etc.). În ansamblu, se poate vorbi de o

degradare a reţelei hidrografice în regiunile nisipoase, datorită lipsei frecventă de ape în albiile rîurilor, cursurilor nesigure din cauza infiltrării etc.

Infiltraţia apelor în nisipuri, condiţionează uneori formarea, prin cimentare, a unor concreţiuni, proces frecvent în vecinătatea pînzelor freatice. Concreţionarea poate merge pînă la crearea unor orizonturi cu duritate mai mare, care prezintă discontinuitate, sub formă de bancuri sau cu aspect de aglomerări sferice. Datorită acestor intercalaţii de orizonturi şi mase de rocă mai rezistentă, versanţii prezintă pante mai accentuate, protejînd în acelaşi timp şi nisipurile de dedesubt contra eroziunii. În nisipuri, apar cnocreţiuni cu formă sferică, denumite t r o v a n ţ i, iar popular b ă l ă t r u c i, dimensiunile lor ajungînd uneori la peste 1 m în diametru, avînd o rezistenţă destul de mare, asemănătoare cu aceea a gresiilor (fig. 189). Asemenea forme sînt întîlnite în ţara noastră la nord de Pucioasa (la Bela şi Miculeşti), deasupra oraşului Cluj în Dealul Feleacului, în Colinele Tutovei, pe Valea Timişului în Banat etc. Nisipurile cuarţoase curate, prin mobilitatea lor mare, permit pe versanţi alunecarea particulelor unele peste altele, c r e e p i n g u l fiind în acest caz un proces de modelare principal. Pentru nisipurile argiloase, procesele care le modelează sînt solifluxiunea şi şiroirea. Cînd nisipurile cuprind în amestec şi pietrişuri, prin acţiunea şiroirii se formează p i r a m i d e d e p ă m î n t sau p i r a m i d e c o a f a t e.

O trăsătură morfologică a nisipurilor o creează şi d u n e l e, tipice pentru regiunile deşertice, unde vîntul este agentul modelator de bază. Dunele mai sînt prezente şi în diferite alte părţi ale Globului, în lungul marilor rîuri, pe ţărmurile mărilor şi lacurilor, acolo unde sînt nisipuri în stare de mobilitate sau există o vegetaţie săracă, specifică stepelor bîntuite de vînturi ; amploarea acestora este în general restînsă.

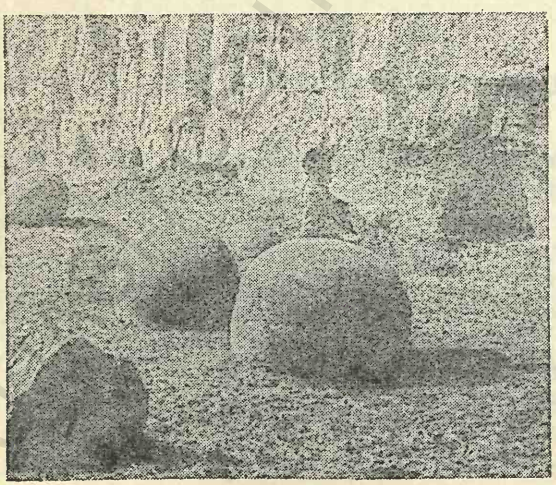


Fig. 189 — Trovanţi pe Dealul Feleac, la Cluj (foto, G r. P o s e a).

Pe nisipuri se formează, periodic, o structură cu aspect ondulatoriu, constituită din creste paralele și regulat distanțate. Aceste forme, denumite ripple-marks, se întîlnesc pe nisipurile plajelor, depozitele fluviatile și în deșerturi. Dimensiunile lor sînt variabile. Ripple-marks-urile dovedesc că nisipurile pe care s-au modelat, au fost supuse acțiunii unui curent de aer sau de apă. Există tipuri variate și complexe de ripple-marks, deoarece curenții care le generează au sensuri și intensități diferite. Se pot distinge ripple-marks-uri asimetrice, orientate pe direcția deplasării curenților și simetrice generate de valuri. Frecvent, ripple-marks-urile acoperă și suprafața dunelor de nisip. În stare fosilă, ripple-marks-urile eoliene sînt foarte rare, pe cînd cele create de mare și rîuri sînt însă frecvente ; ultimele poartă adesea amprentele organismelor tîrîtoare sau al celor care sapă.

2. PEISAJUL RELIEFULUI

Relieful dezvoltat pe nisipuri prezintă în ansamblul său forme estompate, plate, cu tendințe permanente de năruire și deplasare, cu altitudini joase și o durată mică de existență. În regiunile cu climat umed, datorită fixării parțiale a nisipurilor cu vegetație, relieful capătă mai multă stabilitate și, în cazul unui amestec al acestei roci cu alte elemente petrografice sau mineralogice, cum sînt de exemplu argilele, pe suprafețele înclinate acționează șiroirea. Nisipurile din regiunile ecuatoriale generează microforme de imprimare, silicea fiind alterabilă. Relieful este aplatizat. Modelarea reliefului nisipos din regiunile deșertice se face predominant pe cale eoliană, formîndu-se și cîmpii de nisipuri.

Nisipurile din regiunile temperate reci, sînt supuse unei șiroiri diminuată de către vegetație. Eroziunea devine aproape inexistentă pe interfluviile plate, creeping-ul acționînd pe versanții cu profile convexe. În climatele temperate secetoase, unde nisipurile au o mare mobilitate datorită uscăciunii și vegetației rare, trece pe plan principal modelarea eoliană.

În regiunile polare, asupra nisipurilor acționează intens șiroirea primăvara și, parțial, deflația. Dacă nisipul este prins într-o masă cu aspect de pastă, eroziunea sub formă de solifluxiune se manifestă relativ intens. În peisajul geomorfologic, printre altele, sînt prezente dunele nivo-eoliene și movilele de nisip.

3. RĂSPINDIREA RELIEFULUI NISIPOS

Aspectele cele mai variate, complexe și tipice ale reliefului nisipos se întîlnesc în limitele regiunilor cu climat arid și semiarid și, în special, în cadrul regiunilor deșertice, care oferă cele mai favorabile condiții

pentru dezvoltarea acestei morfologii. A doua categorie de regiuni cu relief nisipos, o constituie zonele de ţărmuri marine şi lacustre, în lungul cărora se află dezvoltată o plajă. Urmează cîmpiile acumulative, văile largi ale marilor rîuri, cît şi unele zone unde nisipurile au fost scoase la zi de eroziunea apelor curgătoare.

În România, cele mai frecvente orizonturi de nisipuri pe care se dezvoltă un relief adecvat, aparţin pliocenului şi cuaternarului. Un astfel de relief este prezent în Oltenia, Cîmpia Vestică, lunca Dunării, litoralul Mării Negre etc.

F. RELIEFUL DEZVOLTAT PE LOESS

Loessul constituie o rocă detritică, alcătuită din particule foarte fine, cu dimensiuni de ordinul zecimilor şi sutimilor de milimetru, prezentîndu-se în stare uscată sub aspectul unei roci prăfoase, uşor cimentată, cu structură afînată. Datorită culorii sale brun-roşcată-gălbuie, loessul a primit denumirea şi de „pămînt galben". Termenul de loess sau löss este german (löse) care în traducere explicativă, înseamnă material sfărîmicios şi afînat, care se desface uşor. Pulberile sale au în medie, dimensiuni de la 0,05 pînă la 0,01 mm. Loessul nu are stratificaţie ca rocile sedimentare, în schimb deţine o mare omogenitate. În alcătuirea loessului intră particulele de cuarţ, argilă, calcar, o serie de minerale grele şi uşoare, unele fosile şi resturi organice. În masa lui se află canalicule verticale denumite cornevine, considerate ca urme ale rădăcinilor plantelor ierboase sau concreţiuni datorită circulaţiei capilare a apei încărcată cu săruri.

În ansamblul lor, loessurile sînt depozite cuaternare. Asupra modului cum s-a format loessul, părerile sînt împărţite, în acest sens existînd mai multe ipoteze şi teorii.

Teoria eoliană consideră că originea loessului trebuie pusă pe seama acţiunii vîntului, care poate transporta praful fin, pînă la distanţe mari. Acest praf provine din procesele de alterare care afectează materialele detritice de la periferia calotelor glaciare, din regiunile calde şi uscate, de tipul pustiurilor şi semipustiurilor. V. A. Obrucev (1952) distinge un loess primar provenit din acumulările fluvio-glaciare supuse acţiunii vîntului şi un loess secundar, diferenţiat prin procesele de alterare, similare celor care acţionează în formarea solurilor.

Teoria deluvială pune accent pe acţiunea apelor curgătoare, care au avut un rol important în transportarea şi acumularea lui. Conceptul acestei teorii a fost elaborat încă din anul 1855 de către Grard, fiind reluat şi dezvoltat ulterior de Mohr, Lapparent, Bailey, Pavlov şi alţii. Intensitatea formării loessului este condiţionată de

climă, altitudine, grad de înclinare al pantelor şi alţi factori. Materialul fin, prăfos, rezultă în urma spălării depozitelor friabile de pe pante. Şiroirea şi spălarea transportă şi depune praful în regiunile de cîmpii piemontane, cîmpii joase, depresiuni, văi foarte largi etc. Acest loess are o anumită stratificaţie, iar particulele prezintă un grad înaintat de rotunjire.

Teoria pedologică sau *eluvială* afirmă că loessul este produsul prefacerilor intense pe care le suferă o scoarţă de alterare de tip eluvial, de pe cumpenele de ape şi versanţii cu înclinări foarte mici. Astfel, loessul rezultă prin dezagregare-alterare şi solificarea rocilor, formîndu-se o structură afînată şi o macroporozitate în prezenţa carbonaţilor.

Teoria fluvio-glaciară consideră că loessul s-a format din acumulările fluvio-glaciare de la periferia calotelor de gheaţă, unde au acţionat intens apele provenite din topirea gheţarilor (torenţi subglaciari). Acest loess prezintă o stratificaţie evidentă, în care apar intercalaţii de materiale foarte fine, cu dimensiuni de 0,1—0,01 mm şi orizonturi de pietrişuri şi nisipuri cu granulaţie eterogenă, concreţiuni de carbonaţi, incluziuni fero-manganoase etc. Este o structură asemănătoare cu a loessului de provenienţă aluvială.

Ţinînd seamă de geneza diversificată a loessului, K. I. Lukaşiov, stabileşte următoarele tipuri de loess : e o l i a n, existent în general de-a lungul văilor, pe terase şi pe versanţi ; a l u v i a l situat în cadrul văilor propriu-zise şi pe unele terase mai vechi ; f l u v i o - g l a c i a r e, situate în zonele marilor cîmpii deltaice şi fluvio-glaciare ; d e l u v i a l e, existente în regiuni de cîmpii piemontane, cîmpii joase, depresiuni, văi mult lărgite etc. ; p r o l u v i a l e, întîlnite în mod deosebit în perimetrele conurilor de dejecţie ; e l u v i a l e, de pe sectoarele cumpenelor de ape, suprafeţele şi versanţii cu înclinare slabă. Sînt separate şi categorii de loessuri cu geneză mixtă, cum ar fi cele deluvio-proluviale, proluvio-eoliene etc.

Aproape fiecare din tipurile genetice de loess prezintă caractere proprii, care pot fi puse în evidenţă pe baza analizelor complexe (mineralogice, granulometrice, morfoscopice etc.), aceste trăsături specifice fiind rezultatul condiţiilor distincte în care a avut loc formarea lor, dar şi a prefacerilor suferite ulterior depunerii. Din acest punct de vedere, se face distincţie între l o e s s u l p r i m a r sau p r o p r i u - z i s, l o e s s u l s e c u n d a r, r e m a n i a t (restratificat), l o e s s u l d e g r a d a t sau l e v i g a t, l o e s s u l s e c u n d a r r e m a n i a t ; între loess şi d e p o z i t e l e l o e s s o i d e, l e h m u r i, l u t u r i l o e s s o i d e etc. Loessul secundar prezintă aceeaşi structură şi alcătuire fizico-mecanică ca şi loessul tipic, deosebirea constînd, de fapt, în gradul de stratificare şi în faptul că el este mai puţin omogen în privinţa alcătuirii litologice. De asemenea, acesta conţine numeroase forme fosile şi, în special, moluşte de apă dulce. Loessul levigat rezultă prin alterarea părţii lui superioare, datorită proceselor de solificare, şi, în mod deosebit dizolvării carbonaţilor. El are o culoare galben-roşiatică

din cauza oxidării fierului sau negricioasă, datorită humusului provenit din levigarea solului de deasupra şi se caracterizează şi prin conţinutul mai ridicat de argilă, plasticitate mai mare şi porozitate mai redusă. Depozitele loessoide nu reprezintă un loess propriu-zis tipic, ci materiale mult asemănătoare acestuia, bogat carbonatate, conţinînd particule fine, prăfoase, de elemente argiloase, argilă nisipoasă loessoidă şi nisip loessoid, fosile de apă dulce şi resturi de vegetaţie. Lehmurile sînt depozite care au rezultat prin dizolvarea carbonatului de calciu şi îmbogăţirea în oxizi de fier. Luturile loessoide constituie depozite stratificate aluviale sau lacustre, cu un bogat conţinut de nisipuri.

Din datele prezentate se constată că loessul trebuie considerat ca o rocă a cărei transformare se desfăşoară continuu şi rapid, atît pe cale fizică unde participă intens şi procesele de sufoziune şi tasare, cît şi pe cale chimică, biologică etc.

Deşi prezintă o serie de varietăţi, loessul, ca rocă se comportă destul de asemănător, de la un loc la altul, în ceea ce priveşte trăsăturile şi formele pe care le îmbracă relieful.

Porozitatea şi structura prăfoasă, sînt caracteristice pentru aproape toate tipurile de loessuri şi depozite loessoide, acestea făcîndu-l să fie foarte rezistent în faţa eroziunii. Loessul absoarbe apa cu multă uşurinţă, circulaţia acesteia fiind favorizată de marea densitate a canalelor şi porilor.

De la cele trei elemente componente de bază ale sale, cuarţ, calcar, argilă, loessul a împrumutat anumite însuşiri, care sînt deosebit de importante pentru geneza şi evoluţia formelor de relief. Astfel, cuarţul, prezent sub formă de nisip, contribuie la ridicarea gradului de permeabilitate. Argila, prin absorbţie de apă, măreşte volumul rocii, reduce spaţiile capilare şi permeabilitatea, cimentează uşor loessul şi îl face să reziste la eroziune. Cel de al treilea element, CO_3Ca îi dă loessului o mai accentuată solubilitate, dizolvările produse creînd spaţii libere în rocă.

Pentru geneza şi evoluţia reliefului dezvoltat pe loess, prezintă importanţă în mod deosebit două procese — s u f o z i u n e a şi t a s a r e a (vezi capitolul *„Tipuri de deplasări"*).

1. FORME DE RELIEF

Relieful dezvoltat pe loess prezintă forme destul de variate, dar de dimensiuni reduse şi puţin rezistente în timp. Apele curgătoare se adîncesc repede, excavînd v ă i s t r î m t e şi a d î n c i de tipul cheilor, ai căror versanţi se prăbuşesc şi se surpă vertical; în regiunile unde loessul prezintă grosimi mari, cheile devin foarte adînci (fig. 190). Asemenea văi se întîlnesc frecvent în China, iar la noi în Dobrogea.

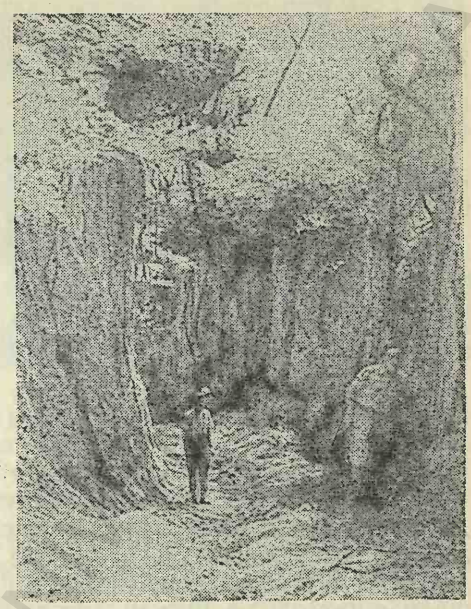


Fig. 190 — Vale seacă sub formă de chei, săpată în depozite loessoide, în apropiere de Baziaș. Se observă pereții verticali, căderea în trepte și desfacerea loessului în felii (foto, Gr. Posea).

Desprinderea și desfacerea verticală sub formă de felii a loessului este o caracteristică distinctă pentru morfologie, ca de altfel și prăbușirea în trepte (fig. 190). Odată prăbușită o treaptă, acesteia îi urmează la scurt timp alta, datorită subminării prin eroziune a bazei versantului. Aceste prăbușiri apar nu numai în cadrul versanților văilor, ci și în cadrul interfluviilor și pe fruntea cîmpurilor, acolo unde se deschid rîpe. Sufoziunea și tasarea sînt cauze principale ale producerii treptelor de prăbușire.

Circulația lesnicioasă a apei în loess, determină levigarea și deplasarea CO_3Ca către baza rocii, mai umedă și mai puțin permeabilă, favorizînd apariția unor concrețiuni calcaroase, denumite păpuși de loess sau broboane.

Ca rezultat al sufoziunii urmată de tasare, pe loess iau naștere mici excavații închise, avînd contururi circulare sau ovale denumite crovuri sau găvane (fig. 191). Aceste forme sînt frecvente pe interfluviile acoperite cu loess din Cîmpia Română, Dobrogea și Banat. Însăși denumirea „Găvanul Burdea" din Cîmpia Română, atestă prezența acestor forme de relief. Apariția lor este favorizată de existența unor concavități inițiale, care permit acumularea apelor provenite din ploi și topirea zăpezii. În aceste condiții, infiltrația apei se face intens, înlesnind acțiunea sufoziunii și tasării.

Prin concentrarea apei, crovurile cresc relativ repede în dimensiuni, datorită sufoziunii și tasării. Astfel, diametrul lor poate evolua de la cîțiva metri, pînă la zeci de metri, iar adîncimea de la cîțiva decimetri

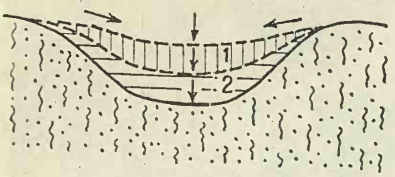


Fig. 191 — Secţiune transversală printr-un crov: (după, M. Grigore).

1 şi *2* — reprezintă faze în adîncirea crovului prin sufoziune şi tasare.

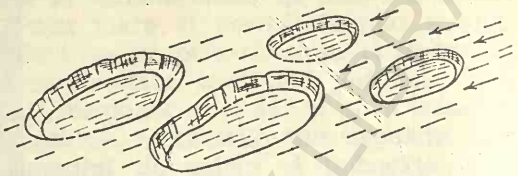


Fig. 192. — Alungirea crovurilor prin acţiunea vînturilor dominante. (după M. Grigore).

pînă la cîţiva metri. G. Vâlsan (1916), studiind crovurile din Cîmpia Română, arată că aceste mici „depresiuni" ajung uneori pînă la 2—3 km în diametru. Primăvara, zăpezile întîrzie în crovuri, mulînd vizibil conturul lor. Argila de pe fundul crovurilor, le transformă, la topirea zăpezilor şi la ploi îndelungate, în mici lacuri. Argila din cadrul crovurilor rezultă prin transportul apelor de şiroire. Prin coraziune şi deflaţie, crovurile pot creşte longitudinal în dimensiuni, cele circulare, alungindu-se elipsoidal pe direcţia vînturilor dominante (fig. 192).

Evoluţia crovurilor învecinate poate duce treptat la asocierea acestora, pereţii despărţitori subţiindu-se, se ajunge la îngemănarea înlănţuită a lor, conturîndu-se adevărate văi de crovuri (cu numeroase coturi), prin care apa, în perioadele cu precipitaţii abundente, se strecoară foarte încet sau, de cele mai multe ori stagnează. Cînd o astfel de vale ajunge la albia unui rîu, ea începe să se adîncească treptat.

Lărgirea şi adîncirea continuă a crovurilor sau găvanelor, conduce cu timpul la formarea unor spaţii depresionare cu dimensiuni mari, denumite padine (fig. 193). În cadrul lor se stabilesc aşezări, pîlcuri de pădure şi o vegetaţie ierboasă mai abundentă. Aici, pînza freatică este superficială. Padinele, ca şi văile de crovuri sînt prezente în partea estică a Cîmpiei Române şi Dobrogea, fiind asemănătoare unor mici „oaze" pe întinsul zonelor de stepă.

Procesul de sufoziune creează, la suprafaţă, o pîlnie de sufoziune, (fig. 194), continuată în adînc cu un canal vertical şi îngust, care străbate depozitul de loess pe toată grosimea lui. Datorită îngemănării pîl-

Fig. 193 — Formarea şi evoluţia padinelor:

a şi *b* — faze în geneza padinelor (după M. Grigore).

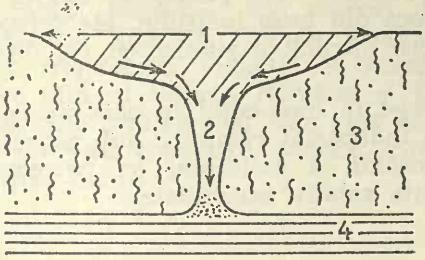


Fig. 194 — Pîlnie de sufoziune:
1 — diametrul pîlniei de sufoziune în formare; *2* — canalul de sufoziune propriu-zis; *3* — loess, *4* — argile (după M. Grigore).

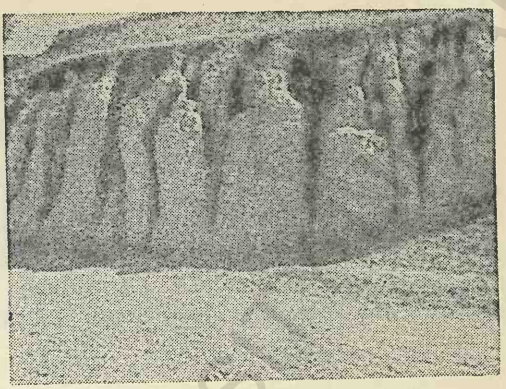


Fig. 195 — Coloane decupate de şiroire în depozite de loess, în malul stîng al Buzăului (foto, Tr. Naum).

niilor se formează rîpe de sufoziune, delimitate de versanţi abrupţi, închise la cele două extremităţi. Către obîrşiile lor, rîpele de sufoziune au legături prin hrube subterane cu alte pîlnii de sufoziune.

În loess şi depozite loessoide, din cauza umectării intense, se pot produce unele alunecări superficiale, mai ales atunci cînd apa de infiltraţie se opreşte în baza loessului, unde întîlneşte o rocă impermeabilă.

Datorită şiroirii pe versanţii de loess cu o structură mai compactă, se pot forma piramide sau coloane (fig. 195). Aceste forme, fiind destul de fragile, se distrug repede, în special după ploile abundente şi intense, cît şi în urma topirii zăpezilor.

2. EVOLUŢIA RELIEFULUI ŞI ASPECTELE PEISAJULUI

Una din trăsăturile principale ale morfologiei dezvoltată pe loess este slaba ei rezistenţă. Deşi loessul este o rocă friabilă, în care prăbuşirile şi tasarea acţionează permanent, versanţii sînt în general abrupţi. Rezistenţa acestora este dată de porozitatea verticală şi de liantul argilos.

Nota cea mai pregnantă în morfologia loessului o dau văile, care chiar mici fiind se adîncesc puternic între pereţi verticali, fragmentînd intens regiunea, atît în suprafaţă cît şi în adîncime, amplificînd mult aspectul peisajului. Interfluviile sînt plate, pe întinderea lor distingîndu-se slabe denivelări produse de crovuri, padine etc., de unde rezultă şi aspectul monoton, atît de frecvent în stepele şi cîmpiile acoperite de loess. Cînd loessul fosilizează un relief mai vechi, cuvertura lui estom-

pează mulajele acestuia, în cea mai mare măsură, nivelînd suprafeţele, din cuprinsul cărora se mai pot ridica la zi unii martori petrografici. Dezvoltarea pe verticală a formelor de relief se află în strînsă dependenţă cu grosimea loessului. Cînd procesele care generează dezvoltarea în adîncime a unei forme, ating roca din baza loessului, ele încep să evolueze lateral. Fenomenul se petrece întrucîtva similar cu cel din cadrul reliefului carstic.

Faza dispariţiei reliefului loessoid începe în momentul în care apare la zi roca din bază. Treptat, loessul este îndepărtat rămînînd sub aspect de areale tot mai izolate. Degradarea rapidă a reliefului se petrece atunci cînd loessul a fost depus pe pante relativ accentuate.

3. RĂSPINDIREA RELIEFULUI DEZVOLTAT PE LOESS

Cartările şi observaţiile au dovedit că loessul acoperă aproximativ 9% din suprafaţa scoarţei terestre, în ansamblu el fiind desfăşurat sub forma a două benzi aproape paralele în zona latitudinilor medii, dar lipsind din regiunile climatului polar şi tropical. În Europa, loessul acoperă circa 3% din suprafaţa continentului, prezentînd grosimi în medie de 30—40 m, fiind amplasat sub formă de fîşii orientate V—E. O fîşie se află între limita nordică a munţilor hercinici şi aliniamentul pînă la care au înaintat gheţarii de calotă (Peninsula Bretagne, o parte din bazinul Parisului, Podişul Rhenan, Podişul Saxoniei, Bielorusia etc.). A doua fîşie, mai sudică, apare pe valea Rhonului, Podişul Bavariei, bazinul Vienii, lăţindu-se către est în Cîmpia Panonică, Cîmpia Română, nordul Podişului Prebalcanic. Aceste două benzi se unesc în sectorul nordic al Podişului Moldo-Podolic. În continentul asiatic, loessul ocupă 3% din teritoriul, el fiind întîlnit pînă la altitudini ce depăşesc 2000 m, spre deosebire de Europa unde, cu totul izolat, depăşeşte înălţimea de 500 m. În partea de N şi NE a Chinei, el prezintă cele mai mari grosimi de pe Glob, 300—500 m. În America de Nord, loessul ocupă 5% din suprafaţa continentului, fiind amplasat mai ales în bazinul fluviilor Mississippi şi Missouri, unde grosimile lui ajung la 30—35 m. Loessul acoperă 10% din suprafaţa Americii de Sud, în zona de pampas a Argentinei, unde grosimile sale depăşesc, se pare, 200 m. Ca petice, loessul există şi în nordul Africii, sudul Australiei şi estul Noii Zeelande.

Din această largă răspîndire a loessului, rezultă că şi relieful său specific este destul de frecvent întîlnit. Pe teritoriul Chinei, loessul datorită grosimii mari, fosilizează un relief relativ accidentat. Apele curgătoare fragmentează cuvertura de loess sub forma de blocuri sau platouri, în cadrul cărora apar versanţi etajaţi, sculptaţi de eroziune, dar şi de activitatea antropică de utilizare a terenurilor în scopuri economice. În partea sudică a Cîmpiei Ruse, în Turkestan şi pe loessurile din pampasul argentinian, se întîlneşte un relief în care predomină crovurile

și padinele, unde apa care stagnează formează mlaștini și se salinizează intens.

Loessul și depozitele loessoide din România, prezintă o extindere apreciabilă, depășind însă rareori altitudinea de 400 m. Se întîlnește în Cîmpia Română, Cîmpia Vestică, Piemontul Getic, Moldova, Dobrogea și, fragmentar, chiar și în Subcarpați. Cele mai tipice aspecte de relief se află în Cîmpia Română și Dobrogea, unde sînt prezente forme de la cele mai simple, cum sînt crovurile și pîlniile de sufoziune, pînă la cele mai complexe, padine, rîpe și văi de sufoziune, hrube subterane etc.

G. RELIEFUL CARSTIC

Totalitatea proceselor legate de circulația apei în roci solubile (calcar, dolomit, gips, sare etc.) și formele de relief la care dau naștere (de suprafață și de adîncime), conturează noțiunea de carst. Acesta a fost studiat, inițial, în ținutul Karst, din SV Republicii Slovenia (R.S.F. Iugoslavia), unde termenii de karst sau krš indică piatra sau stînca de calcar și fenomenele grefate pe ea. Lărgirea studiilor a multiplicat și noțiunile (vezi tipurile de carst).

1. PROCESELE ȘI CONDIȚIILE DEZVOLTĂRII CARSTULUI

Apariția și dezvoltarea carstului sînt condiționate de trei procese principale : coroziunea (dizolvarea sau disoluția) care apare ca proces principal, el datorîndu-se apei și bioxidului de carbon pe care-l include; eroziunea, prin scurgerea laminară sau turbulentă (evorsiune, turbionare, marmitaj) și alterarea biochimică, ce degajă acizi (azotic, sulfuric, fulvic etc.).

În ce privește condițiile de carstificare, ele sînt de mai multe categorii.

a) *Condițiile litologo-structurale* includ : existența de roci carstificabile (calcar, dolomite, cretă, gips, sare) sau cu ciment carbonitic (gresii, conglomerate, marno-calcare etc.) ; puritatea, grosimea și gradul de tectonizare al rocilor ; structura ; prezența sau absența unor formațiuni detritice acoperitoare.

b) *Condițiile hidrologice* se referă la sursele care pot furniza apa, CO_2 și feluriți acizi (atmosfera, procesele biochimice, descompunerea resturilor organice, apele ascendente și „juvenile"). Interacțiunea rocă-apă duce la trecerea calcarului în bicarbonat de calciu — solubil în apă și instabil din punct de vedere chimic. Ulterior, bicarbonatul de calciu trece în roci insolubile (calcit, aragonit, travertin). Apele ținuturilor

reci conţin mult CO_2, fiind de circa 4 ori mai agresive decît cele din zona temperată. Totuşi, în zonele temperată, mediteraneeană, precum şi în cele subecuatorială şi tropicală umede carstul se dezvoltă intens. Aici, litiera, prin descompunere, generează feluriţi acizi care accelerează efectul coroziv.

c) *Condiţiile morfologice* facilitează sau diminuează intensitatea carstificării prin : declivitatea pantelor, densitatea fragmentării, energia reliefului, expoziţia versanţilor şi frecvenţa formelor exocarstice negative pe unitate de suprafaţă.

d) *Condiţiile climatice, fitogeografice şi omul* constituie alte grupe de factori care influenţează carstificarea.

2. PARTICULARITĂŢILE HIDROLOGICE ŞI HIDROGEOLOGICE

Acestea interesează sub aspectul zonelor verticale şi al izvoarelor.

a) *Zonele de regim hidrologic din carst* se dispun astfel :

— Z o n a d e a e r a ţ i e (absorbţie, uscată, percolaţie, epicarst, de circulaţie verticală), în cadrul căreia apele de percolaţie se deplasează pe verticală sau aproape de verticală. Are o existenţă efemeră, fiind în funcţie de precipitaţii. În timpul marilor averse, unele din aceste ape apar în versanţi, sub formă de izvoare ce funcţionează pe pricipiul preaplinilor (fig. 196).

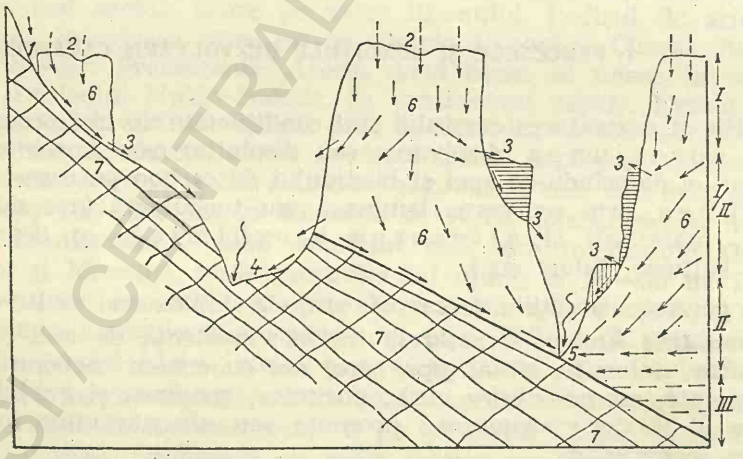


Fig. 196. — Schema circulaţiei apei într-un masiv calcaros situat deasupra unui teren impermeabil (după B. G è z e):

I — zona de aeraţie cu percolaţie temporară din precipitaţii; *II* — zona de tranziţie, cu preaplinuri; *III* — zona cu circulaţie permanentă; *IV* — zona de îmbibare generală; *1* — ponor; *2* — doline; *3* — izvoare plasate la ţiţîna sau piciorul terasei, în cadrul sau la baza aflorimentului şi care funcţionează pe principiul preaplinului; *4* — curs epigeu; *5* — izvor în talveg; *6* — calcare; *7* — rocă impermeabilă.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

— Zona de circulaţie permanentă (intermediară, periodic suprasaturată, mezocarst etc.) se caracterizează printr-o circulaţie orizontală a apelor carstice. Cauza o constituie fie existenţa unui orizont impermeabil, fie micşorarea sau dispariţia spaţiilor interstiţiale. În această zonă se dezvoltă peşterile.

— Zona de îmbibare generală („dormindă", statică, de profunzime, a apelor freatice etc.) are ca limită superioară nivelul cel mai coborît al oglinzii apelor freatice sau al cursurilor hipogee, iar ca limită inferioară, patul impermeabil al masivului calcaros. Aceste ape se deplasează lent, dinspre părţile centrale ale masivelor calcaroase, spre cele periferice.

Limita dintre aceste trei zone, după J. Cvijić (1960), nu este dreaptă ci mobilă. Pe verticală, ea are un profil sinuos, oscilînd în funcţie de cantitatea apei înmagazinate în masivul calcaros.

În ce priveşte forma de existenţă a apelor în carst, se cunosc două teorii. Prima. admite existenţa unei pînze subterane în carst (Karstwasser) şi a fost formulată de A. Grund (1903). A doua admite numai cursuri hipogee (Karstgerinne) axate pe făgaşe (galerii, canale) proprii (F. Katzer, 1909). În realitate, după I. S. Sciukin (1964), prima formă există în carstul superficial, puternic tectonizat, în timp ce a doua caracterizează carstul de profunzime, relativ compact.

b) *Izvoarele carstice* sînt alimentate din : precipitaţii, cursuri autohtone şi alohtone, apa acumulată în golurile carstice etc. După specificul alimentării şi funcţionării, se grupează în : efemere, periodice şi permanente. Izvoarele efemere (ocazionale) funcţionează după ploi sau după topirea zăpezii şi sînt caracteristice zonei de aeraţie şi carstului superficial. Izvoarele periodice (cu sifonaj, intermitente) se caracterizează prin erupţii ale apei şi se subîmpart în : izbucuri şi estavele. Izbucurile funcţionează prin umplerea (pauză) şi golirea (activitatea) unor goluri endocarstice ce comunică cu exteriorul printr-un sifon. Estavelele funcţionează alternativ, ca ponor (cînd apa e puţină) şi ca izbuc, cînd apa este multă şi debuşează pe orificiul fostului ponor, la suprafaţă, sub formă de izvor. La noi, sînt cunoscute izbucurile Călugări şi Bujor (Apuseni) şi estavelele Ponoarele (Podişul Mehedinţi) şi Ţarina (Podişul Vaşcăului). Izvoarele permanente sînt legate de zona de profunzime. În cadrul lor se disting : izvoarele vocluziene (Kefalarii, riesenquelles), care sînt ascendente şi cu debit bogat, ca Vaucluse din Dauphiné (8—10 m^3/s, vara şi 30—50 m^3/s, iarna), ce generează rîul Sorg ; izvoarele submarine, alimentate din rîuri ce pornesc din regiunile muntoase şi care debuşează sub nivelul mării (fig. 197, *a*). Sînt larg răspîndite pe ţărmul adriatic, în Peloponez şi Argolida (Grecia) etc. Prezenţa lor schimbă culoarea şi compoziţia

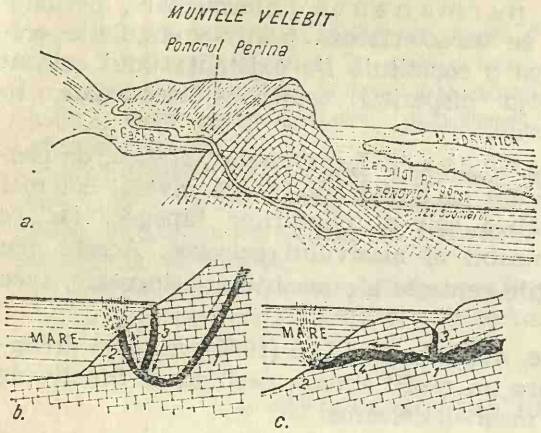


Fig. 197. — Izvorul submarin Zrnovića, în care apar apele dulci ale rîului Gačka ce drenează polia cu același nume (*a*); „mori" de mare: (*b*) după F. Fouché și (*c*) după K. Wibel

apei și produc bolboroseli; morile de mare (vrulja) sînt tipice țărmului iugoslav al Adriaticii (fig. 197, *b*). Apele dulci, ascendente, utilizînd liniile de fisurare, antrenează și pe cele marine, care pătrund aici pe principiul atracției în goluri, și, amestecate, ies la zi sau ceva sub nivelul mării, dar cu putere, sub formă de ape salmastre.

3. FORMELE CARSTICE. EXOCARSTUL

O primă clasificare a reliefului carstic se face după poziția formelor față de suprafața topografică : forme de suprafață (exocarstice) și de adîncime (endocarstice) ; fiecare din ele se grupează apoi după criteriul dimensional și genetic-evolutiv. Pe suprafața terenurilor calcaroase, îndeosebi atunci cînd sînt lipsite de o cuvertură de sol și vegetală, pot fi întîlnite numeroase și variate forme, începînd cu cele mai mici, cu aspect de rigole sau caneluri și terminînd cu depresiuni întinse de ordinul kilometrilor pătrați. Vor fi tratate de la simplu la complex, în ordinea relativă a mărimii lor.

a) *Lapiezurile* sînt formele cele mai mici ; au aspect de brazde sau micro-depresiuni, prezentînd, de regulă, o predispoziție structurală și topografică. Lungimea și adîncimea lor sînt de ordinul centimetrilor și decimetrilor. După A. Bögli (1960) pot fi sub formă de caneluri (rillenkarren), toc (tritt karren), șanțuri (rinnenkarren), meandrate (mäanderkarren), de perete (wandkarren), depresionare (Kamenitza, Kotlica), circular-tubulare (rundkarren), litorale (brandungskarren), de peșteră (hohlkarren) etc. Toate aceste tipuri apar în urma corodării calcarului de către apa încărcată cu CO_2 și cu alți acizi (fig. 198).

b) *Dolinele* sînt forme depresionare, cu aspect circular sau oval, cu diametrul de ordinul metrilor și zecilor de metri și adîncimi de (2-4—

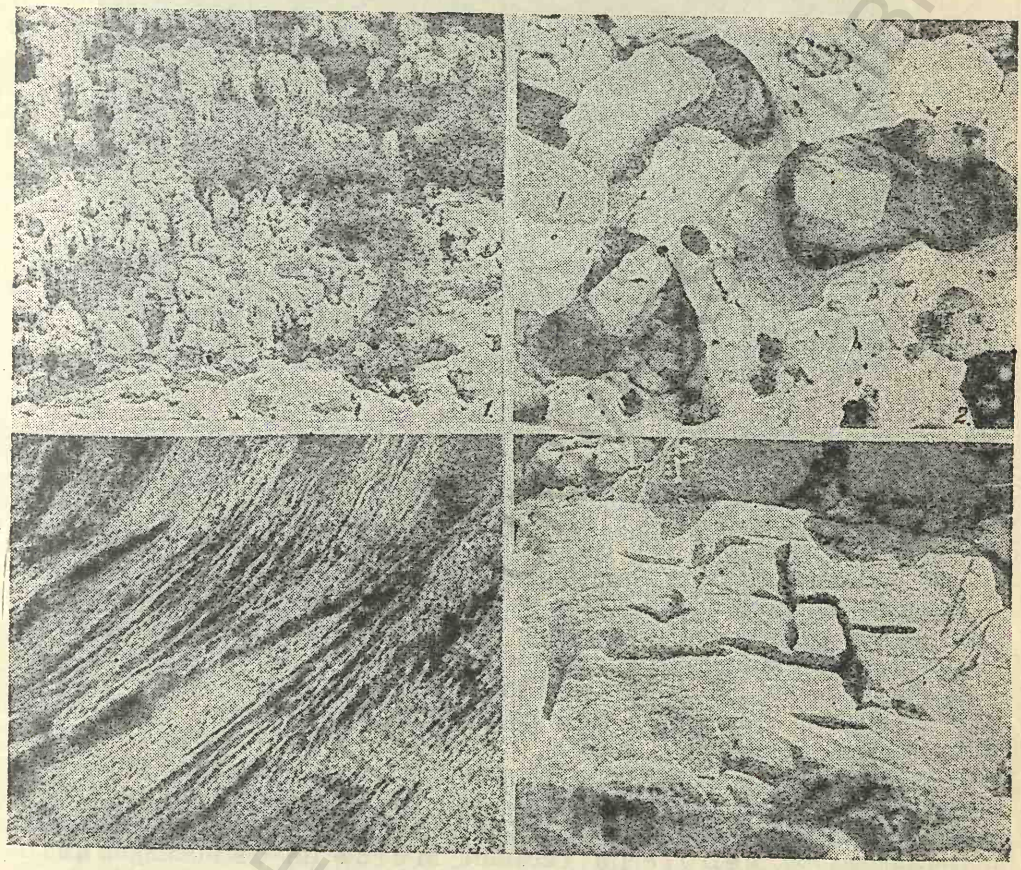


Fig. 198 — Tipuri morfogenetice de lapiezuri:

1 — cîmp cu lapiezuri (lapiaz), parțial fosilizate, liniare și tubulare. Lapiezuri: *2* — tubulare; *3* — liniare; *4* — rectangulare (foto, I. Ilie).

BCU IASI / CE LIBRARY

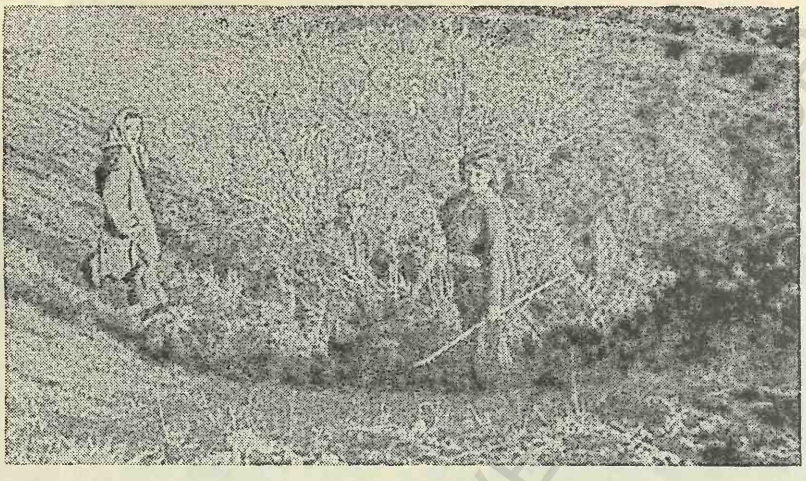


Fig. 199 — Dolină (foto, Gr. Posea).

40-50 m (fig. 199). Dacă sînt puţin adîncite, cu versanţii estompaţi se numesc doline-farfurii; cînd canalul de drenare a apei este evident, se numesc pîlnii carstice. Spre deosebire de primele, care apar îndeosebi datorită coroziunii superificiale, la secundele se conjugă procesele de coroziune cu cele de eroziune şi tasare. Dolinele de prăbuşire sau microavenele apar prin intervenţia, în plus, a proceselor gravitaţionale. Au pereţii abrupţi, iar pe sub blocurile prăbuşite de pe fundul lor se poate drena un curs hipogeu care a generat şi prăbuşirea. Dolinele se clasifică după felurite criterii : morfometrie, declivitatea versanţilor, simetrie, evoluţie (simple, compuse ; principale şi secundare sau adventive) etc. Mişcările neotectonice şi modificările climatice influenţează ritmul şi sensul dezvoltării lor, facilitînd trecerea unora în altele. Cele cu lac se numesc locve sau „saldame" (în Iugoslavia), cenote (în Yucatan), Mulde (în Germania), basin sau bowl (în Anglia) etc.

c) *„Orgile" geologice* reprezintă „goluri" carstice, de formă conică sau cilindrică, rezultate în urma lărgirii, prin eroziune-coroziune, a liniilor rupturale sau a suprafeţelor de stratificaţie. Aceste „goluri", după formare sau singenetic cu aceasta, se umplu cu materiale necoezive, din scoarţa de alterare sau cuvertura de sol. De regulă, nu au reflectare în relief, fiind distinse numai în cadrul aflorimentelor. Diametrul lor este de cîţiva metri, iar lungimea poate atinge 20—40 m. Au ca sinonime : les orgues geologiques (fr.), „geološki" orguli (sîrbă), „sand-pipe" şi „gravel pipes" (engl.) etc.

d) *Avenele* sînt nişte puţuri care apar la intersecţia liniilor rupturale sau pe porţiunile cu un grad accentuat de tectonizare a rocii. Sînt generate de coroziune, evorsiune, sufoziune şi prăbuşire. În raport cu ver-

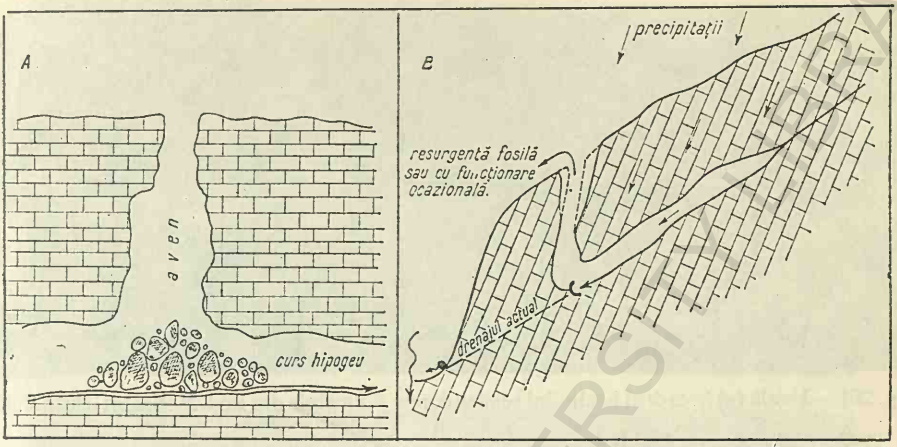


Fig. 200. — Tipuri genetice de avene (după F. Trombe):

A — aven de prăbușire cu blocuri ce fosilizează parțial cursul hipogeu; *B* — aven în conductă forțată ce funcționează, îndeosebi, la viituri pe principiul preaplinului.

ticala, acestea pot fi: în trepte, subverticale și verticale. În profil transversal, au formă circulară, ovală sau neregulată (fig. 200). Lungimea lor depășește de zeci și sute de ori diametrul intrării în ele. Partea inferioară poate fi felurită (în funcție de stadiul de evoluție și de condițiile litologo-structurale), constituind un criteriu de tipizare: avene care se termină printr-o fisură, „în fund de sac" (sackhöhle), printr-o galerie de peșteră sau sală și avene care comunică cu rîurile hipogee. În cadrul acestui ultim tip, avenul poate fi larg, astfel încît lumina zilei pătrunde pînă la fundul său; este tipul „Macocha", de la peștera cu același nume din carstul Morav (137 m adîncime); mai poartă și alte denumiri: vigled[1] (Iugoslavia), light holes (Jamaica), native welles (Australia). La noi, un exemplu este Scărișoara. Alteori, avenul se termină printr-o deschidere îngustă, ce continuă cu un sistem de săli care comunică prin fisuri sau canale orizontale drenate de un curs hipogeu; este tipul Trebič (ex.: Trebič, de lîngă Triest; Igrište din Serbia).

e) *Uvalele* sînt forme depresionare, ovale sau circulare, cu diametrul de 500—1000 m și adîncimea de circa 100 m. De regulă, rezultă din îngemănarea unui cîmp de doline. Pot avea și o predispoziție tectonică. La cele puțin evoluate, fundul este vălurit; la cele evoluate, acesta este neted, trecerea spre versanți făcîndu-se prin trene proluviale sau de grohotiș. În cadrul lor pot debușa unele izvoare, pot funcționa estavele. La noi în țară se întîlnesc în zonele Giuvala—Fundata din culoarul Bran-Rucăr; la nord de Dobrița și Gornovița (nordul Olteniei),

[1] „Vedere", în limba sîrbă.

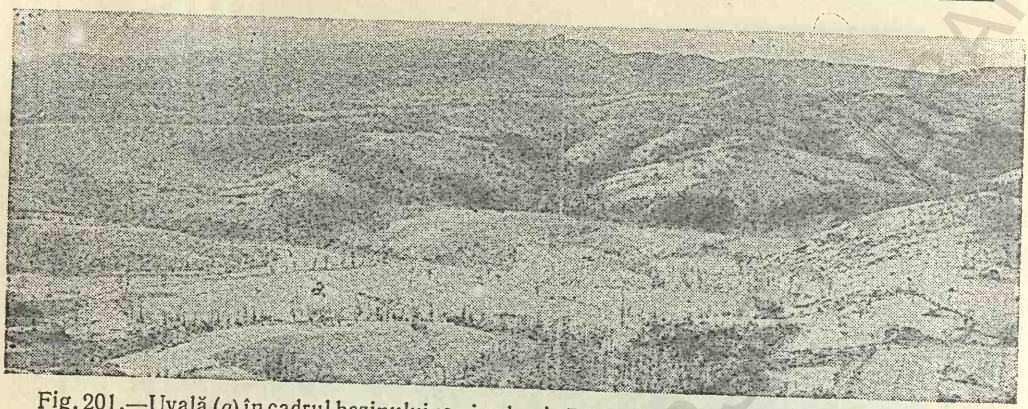


Fig. 201.—Uvală (*a*) în cadrul bazinului semiendoreic Ponoarele din Pod. Mehedinţi (foto, I. Ilie).

în Munţii Apuseni (Poiana Ponor) etc. Alteori uvalele se dezvoltă pe aliniamentul unor văi carstificate (Dobrogea de sus, Pod. Mehedinţi, fig. 201 etc.).

f) *Poliile* reprezintă formele depresionare cele mai evoluate şi pot fi : alungite, rotunde, ovale sau neregulate. Lungimea lor poate atinge 30 km, iar lăţimea 7—10 km (exemplu, cele din carstul Dinaricilor). Fundul poliilor este vălurit sau neted, brăzdat sau nu de un curs epigeu ; de regulă, la periferia poliilor, apar izvoare ; unirea acestora dau pîrîiaşe care, treptat, îşi pierd (disimulează) apele în cadrul substratului aluvial, pentru ca apoi să dispară prin ponor sau sorb. Pe fundul poliilor se întîlnesc martori de eroziune (humuri) şi estavele. După regimul lor hidrologic, poliile pot fi neinundabile, periodic inundabile şi lacustre (fig. 202). În zonele cu holocarst, poliile sînt adevărate „oaze" ; în ele, pe glacisuri, sînt amplasate punctele populate, prin ele trec căile de comunicaţie etc. Din punct de vedere genetic sînt distinse 5 tipuri principale : tectonice, dezvoltate pe sinclinale, grabene sau sisteme de linii rupturale ; poliile de sufoziune care se dezvoltă prin evacuarea fizico-chimică a calcarului, de obicei tectonizat ; poliile rezultate prin îngemănarea uvalelor sau a dolinelor mari (au aspect lobat ; sînt mai mici ca celelalte şi au fundul vălurit) ; poliile de prăbuşire care apar prin surparea tavanului unor peşteri; şi poliicu origine complexă.

g) *Văile şi rîurile carstice* au o serie de particularităţi evidente : cursurile epigee disimulează apele în patul aluvial sau la baza versanţilor, sau dispar printr-un ponor ; apoi, aceleaşi ape reapar mai jos în bazinul rîului respectiv sau al altuia sub forma unor izvoare vocluziene. Apele pot circula sub presiune, pe sub cumpăna de ape topografică, ţinînd sau nu seama de existenţa unui nivel de bază. Datorită acestui fapt, hidrografia carstică prezintă dese remanieri, de tipul captărilor carstice. În România se cunoaşte gruparea acestora după diferite criterii, efectuată de M. Bleahu (1957). După lungimea văilor şi stadiul de evolu-

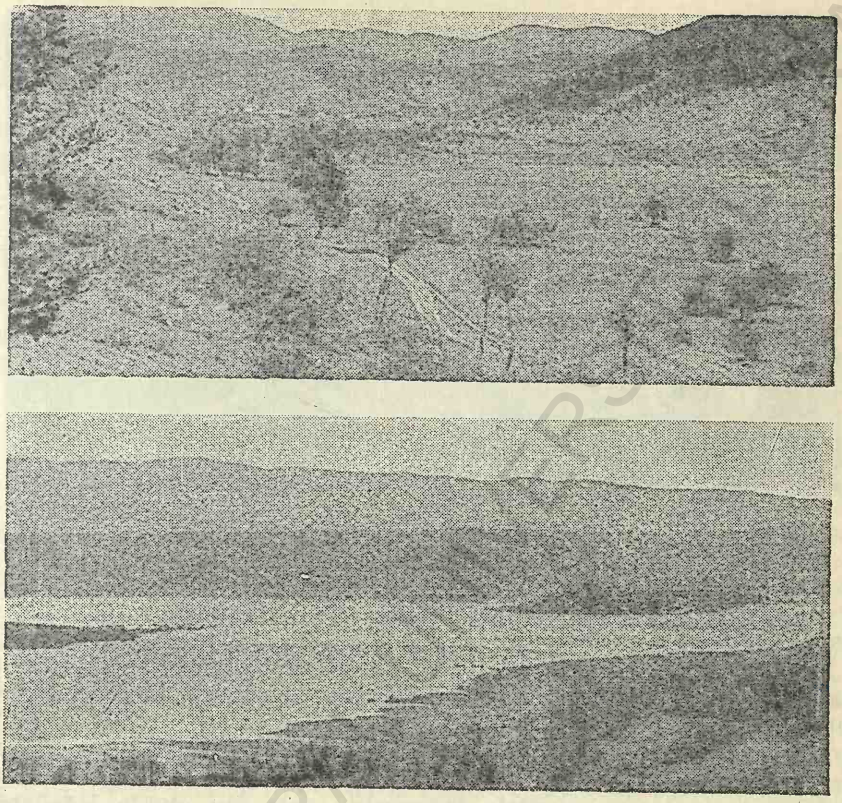


Fig. 202. (*a*) — Polia uscată a Coşuştei, între Nadanova şi Cerna-Vîrfu Vedere spre amunte. Podişul Mehedinţi (foto, I. Ilie); (*b*) — Polia inundabilă Fatničko, Herţegovina, Iugoslavia. În dreapta imaginii, un hum inundat (foto, P. Habic).

ţie se pot distinge următoarele tipuri de văi în carst : oarbe, chei, defilee şi canioane. Văile oarbe se termină, spre avale, la baza unui abrupt, după care se continuă cu un sistem de galerii polietajate. Deasupra acestora se poate observa adesea o serie de trepte, cu înclinare generală opusă direcţiei de drenaj a cursului epigeu, care se numesc trepte antitetice. Într-o fază avansată a evoluţiei văilor oarbe, prin aluvionarea regresivă spre amunte de zona cu ponoare, iau naştere polii. Cheile sînt înguste, adînci, cu fundul integral acoperit de apă. Pot apare prin adîncirea epigenetică sau antecedentă a cursurilor epigee, sau prin prăbuşirea tavanului unei peşteri (fig. 203). Cînd sînt mai largi şi mai alungite se numesc defilee. În sfîrşit, cînd au aspect de defileu, dar versanţii sînt terasaţi, cu umeri litologici sau trepte structurale, se numesc canioane. Exemplu cheile Bicazului, Olteţului ; defileul Dunării, Oltului ; canionul Colorado.

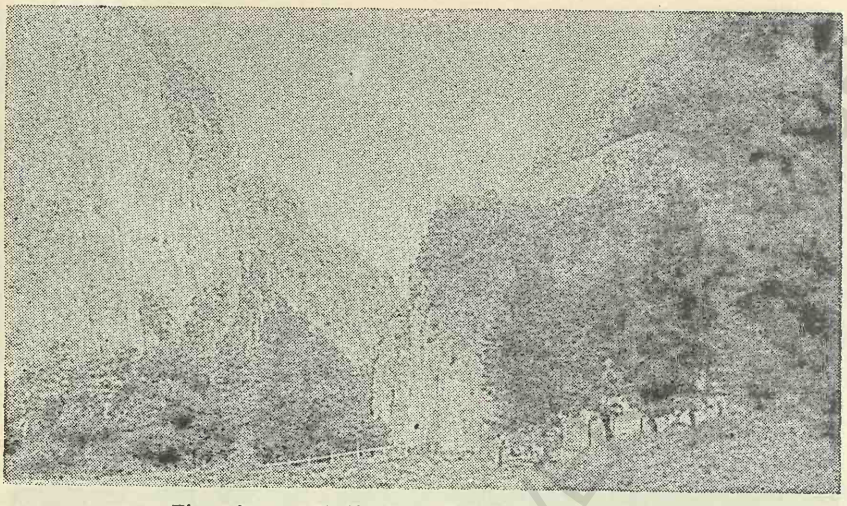


Fig. 203. — Cheile Oltețului (foto, I. Ilie).

Cursurile alohtone, ca și cele autohtone, cînd traversează o zonă carstică, pot pierde — parțial sau integral — apa ; iau naștere văile seci sau aproape seci — sohodolurile. Pe ele, de regulă, apa se scurge numai în timpul averselor sau al topirii zăpezilor (exemplu : văile Sohodol din apropierea localităților Motru Sec ; Runcu-Oltenia de nord ; Roșia-Munții Apuseni etc.). De asemenea, în cazul formării cheilor prin prăbușiri pot rămîne poduri naturale și arcade. Podurile naturale (exemplu: Ponoarele din Podișul Mehedinți) se dezvoltă de-a lungul cursului principal, iar arcadele (exemplu : cele din cheile Hășdatelor), apar pe fostele galerii adventive.

4. FORMELE CARSTICE DE ADINCIME. ENDOCARSTUL

Ajunse pe diferite căi în interiorul masivelor calcaroase, apele exercită o triplă acțiune asupra rocilor carstificabile : eroziune-coroziune, transport și depunere-concreționare. Efectul acestor procese îl constituie formarea unor hrube — peșterile — cu configurație, complexitate, structură și volum variabile și o întreagă gamă de forme existente în cadrul acestora.

a) *Peșterile* sînt goluri foarte alungite. După complexitatea lor se disting : peșteri simple, cu o singură galerie, scurtă, pînă la fundul căreia pătrunde lumina, numite „podkapina" ; peșteri obișnuite cu o galerie principală ce comunică cu galerii adventive, denumite diverticole, modelate de apele de percolație axate, adesea, pe linii rupturale sau pe fețe de strat ; peșterile-sistem apar în urma adîn-

cirii succesive a cursului hipogeu și sînt polietajate, cu un „mers" complicat ; au numeroase săli, cascade, lungimi de ordinul km, sau zecilor de kilometri (de exemplu, peșterile Mamutului — S.U.A., Carlsbad — Mexic ; Topolnița și Vîntului — la noi în țară etc.). După existența și circulația apei există : peșteri cu apă (rîuri, lacuri) ; mixte — cu și fără apă ; uscate sau receptoare, care reține, sub formă de lacuri, apa primită prin percolație ; debitoare — care evacuează apa primită și receptoare-debitoare — care primesc și cedează apa. După poziția gurii peșterii față de restul cavității se disting : peșteri descendente, ascendente și orizontale (sau suborizontale). După temperatura aerului din ele, pot fi întîlnite : peșteri calde (cele ascendente), peșteri reci (cele descendente) și calde și reci (cele orizontale sau cvasiorizontale). După căile de comunicație cu exteriorul există : peșteri cu o gură, cu două guri (cu dublă aerație) și cu mai multe guri (poliaerate).

În cadrul tuturor peșterilor se dezvoltă felurite forme endocarstice. Clasificarea lor se face, mai ales, după criteriul genetic-evolutiv, iar subtipurile se separă după : poziția formelor în cadrul peșterilor, forma lor, dimensiunile acestora etc. Genetic și evolutiv distingem trei grupe principale : de eroziune și coroziune ; de precipitare chimică și acumulare și erozivo-acumulative sau mixte.

b) *Formele de eroziune și coroziune* rezultă în urma antagonismului permanent dintre rocă și apă, materializat prin sculptarea primeia. Apar astfel : galeriile, coridoarele și diverticolele. În cadrul galeriilor se dezvoltă porțiuni lărgite denumite săli. Alteori, cursul hipogeu prezintă „despletiri" între care rămîne un stîlp de eroziune sau un pilier. Scurgerea turbulentă sculptează excavații circulare sau ovale denumite marmite de fund, respectiv, laterale. Nivelele de marmitaj se extind sub forma unor terase în rocă. Pe pereții, tavanul și patul peșterilor, pot fi întîlnite lapiezuri, forme concoidale (linguriței și farfurioarele turbionare), striuri de frecare, hieroglife ș.a.

c) *Formele de precipitare chimică și acumulare* dau o gamă deosebit de complexă și de variată ; cea mai mare parte se datorește acumulării felurite a calcitului și argonitului. Acumularea aluviunilor formează patul aluvial al peșterilor, de regulă, diferențiat petrografic și stratigrafic. Toate depunerile din peșteri, a căror origine este atribuită apei de disoluție, poartă denumirea de formațiuni stalagmitice. La alcătuirea acestora participă zeci de microforme dintre care, succint, vom prezenta cîteva, caracteristice, după criteriul poziției lor în cadrul peșterilor.

Formele de tavan sînt felurite. La baza rupturilor fine (leptoclaze, paraclaze etc.) apar țevișoare albe, ce gravitează de pe tavan, denumite stilolite („macaroane" sau „stalactite-pai") ; evoluția lor duce la apariția unor țurțuri de formă conică, cu sifon, denumiți stalactite. Acestea pot avea și alte forme (de „buzdugan", de „cireașă" etc.), purtînd denumirea generală (după, A. N. Jimenez, 1958) de stalac-

tite fungiforme. Cele subverticale, deviate de curenţii din peşteră, se numesc anemolite. Tot pe tavan se pot întîlni : creste ondulate din argilă iluvială, depusă de-a lungul liniilor de clivaj, denumite vermiculaţii sau „piei de leopard" ; depuneri din calcit, sub forma unor mici creste, pe liniile de diaclazare, denumite filònete din calcit; forme cu aspect de clopot sau boltă, din calcit şi aluviuni, ce gravitează de pe tavan, denumite thololite etc.

Formele de perete (parietale) îmbracă aspecte felurite, în funcţie de micromorfologia pereţilor, de direcţia microcurenţilor din peşteră, de poziţia sursei prin care vine bicarbonatul de calciu în galerie etc. Se disting : văluri le-scurgeri alcătuite din calciu alb, pur sau calcit cu argilă iluvială roşcată sau din aragonit. Uneori, se unesc cu formele conice ce cresc de pe podea (stalagmitele), generînd coloane-văl. Partea periferică a vălurilor poate prezenta mici cupe (cu cristale albe din calcit) denumite odontolite. La baza unor hornuri, calcitul pur, sau cu argilă iluviată, se depune sub formă de scurgeri stalagmitice denumite cascade împietrite; alteori aceste scurgeri aderă numai cu partea superioară la peretele peşterii, au formă discoidală şi se numesc discuri. Evoluţia discurilor, după Ch. J. Kundert (1952), duce la prelungirea lor cu franjuri stalactitice, formînd „paraşutele". Pe pereţii şi pe tavanul peşterilor apar şi „concreţiuni excentrice", filiform-aciculare (cristalictite), vermiforme (helictite — fig. 204, *a*), serpentiniforme, „flori din calcar",

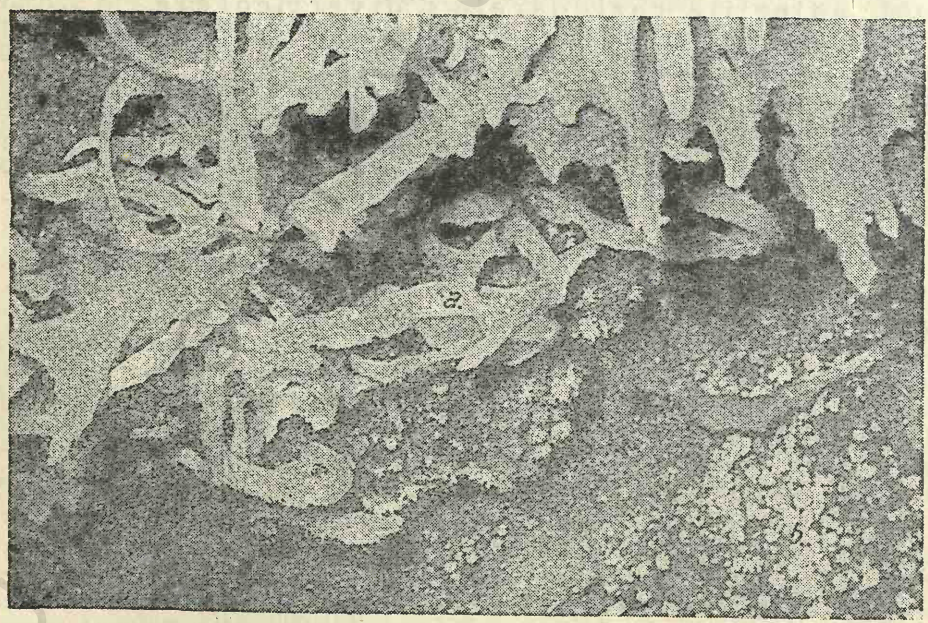


Fig. 204. — Helictite (*a*) şi anthodite (*b*) în Cioaca cu Brebenei, Cloşani (foto, I. Ilie).

(fig. 204, *b*) de ciorchine, de sferă etc. Unele forme parietale sînt alcătuite din calcit compact, cristalizat, altele din calcit amorf alb făinos denumit montmilch (lapte de munte) sau rock-milch (lapte de piatră).

Formele de podea, între care cea mai obişnuită formă o constituie stalagmita, cu aspect conic, lipsită de sifon, dezvoltată sub o stalactită. Unirea lor, în procesul dezvoltării, poate genera o coloană (fig. 205). Îngroşarea şi alungirea stalagmitei dă domul stalagmitic sau stalagnatul. Stalagmitele divergente („gemene" sau aberante) apar atunci cînd cea iniţială se înclină datorită erodării sau lăsării patului peşterii. Picătura de apă ce cade pe trunchiul ei, în continuare, generează o nouă stalagmită grefată pe prima. Stalagmitele deviate au partea superioară (cupola apicală) crescută oblic; cauza rezidă în migrarea punctului de desprindere a picăturii de apă cu bicarbonat de calciu pe suprafaţa tavanului, de regulă, înclinat. Alteori,

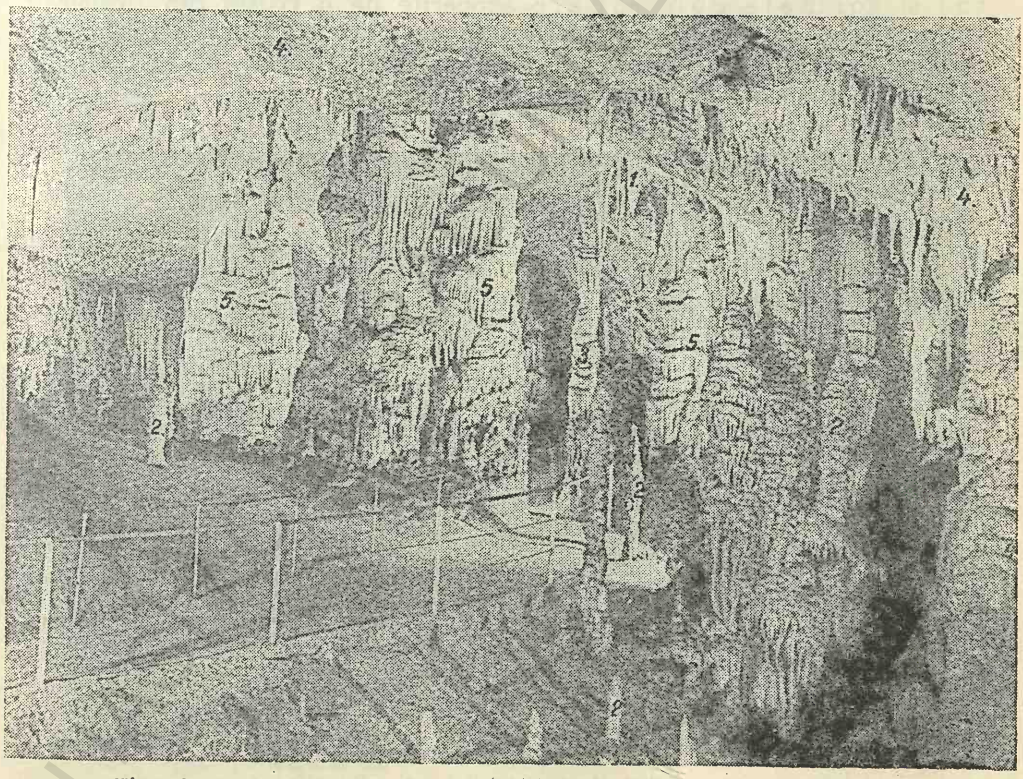


Fig. 205. — Galeria Frumoasă din peştera Postojna (Slovenia, Iugoslavia):
1 — stalactite; *2* — stalagmite; *3* — coloane; *4* — scurgeri parietale; *5* — stalagnate cu scurgeri de tip „orgă" (foto, I. Vuković).

stalactitelor le creşte, de jur împrejur, la nivelul apei, un disc din calcit; se numesc stalactite gulerate sau strangulate. În profil longitudinal, la unele stalagmite evoluate constatăm o alternanţă de porţiuni înguste cu altele lărgite; se numesc stalagmite-sfeşnic.

Pe patul peşterilor, prin depunerea concentrică a calcitului în jurul unor particule nisipoase sau calcaroase apar microforme sferoidale sau ovale, denumite perle de cavernă. Cele dezvoltate în condiţii subacvatice au pe suprafaţa lor microgranule şi se numesc perle grăunţoase. Pot fi întîlnite şi forme depresionare circulare, ovale, semilunare sau cu contur neregulat, cu suprafaţa de ordinul dm^2 sau m^2 şi cu adîncimnea oscilînd între cîţiva cm şi cîţiva dm; ele sînt constituite din calcit; se află la baza pereţilor sau în jurul stalagnatelor şi poartă denumirea de gours-uri sau de bazinete de podea (fig. 206).

d) *Formele mixte (erozivo-acumulative)* reprezintă o categorie de forme care apar atunci cînd galeria activă trece în stadiul de galerie subfosilă şi fosilă. Aici se includ: terasele, umerii de marmitaj şi formele concoidale acoperite de o crustă din calcit; hornurile pe care se grefează scurgeri parietale; galeriile şi conductele de presiune, ulterior concreţionate, patul erozivo-acumulativ al peşterilor etc.

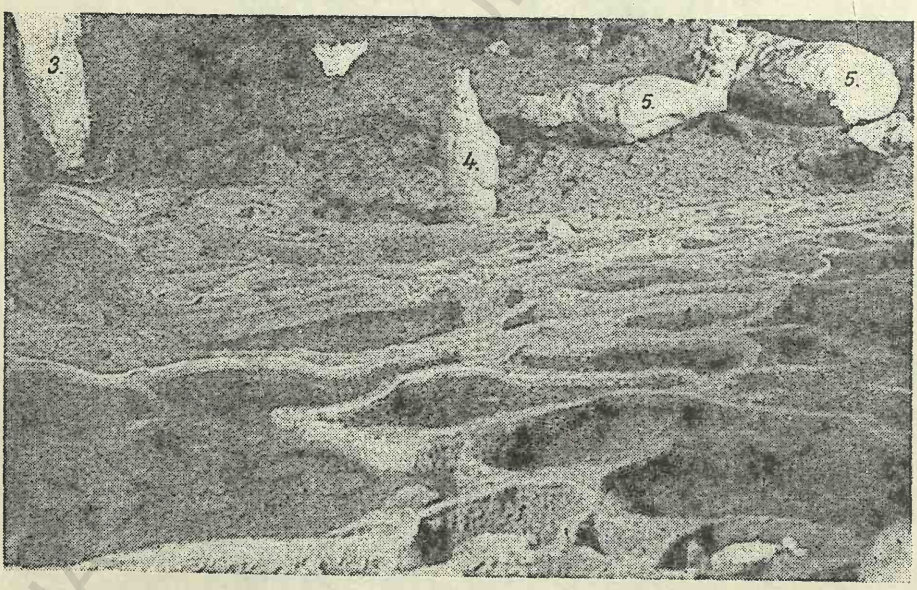


Fig. 206. — Peştera Cloşani din Podişul Mehedinţi:
1 — gours-uri; *2* — patul acumulativ al galeriei inferioare; *3* — stalactită; *4* — stalagmită; *5* — stalagmite dislocate (foto, I. Ilie).

Structura şi morfologia formelor endocarstice şi mixte sînt criterii şi dovezi pentru reconstituiri paleogeografice, în special pentru cuaternar (de exemplu, alternanţa crustelor cu orizonturile aluviale, intuiesc succesiunea fazelor glaciare cu cele interglaciare etc.).

5. EVOLUŢIA GENERALĂ A CARSTULUI (CICLUL CARSTIC)

Evoluţia reliefului carstic se face după anumite legi generale, ce imprimă aparenţa unei repetabilităţi relative de la o regiune la alta. Tot acest lanţ evolutiv, pornind de la primele forme de suprafaţă şi pînă la consumarea, în procesul evoluţiei, a majorităţii masei calcaroase a unui masiv, a fost denumit „ciclu carstic" (W. M. Davis, 1899).

În dezvoltarea „ciclului carstic" distingem următoarea succesiune generală de fenomene şi forme (fig. 207): faza de început. se remarcă prin trecerea cursurilor epigee în hipogee, prin ponorîre sau disimulare; faza a doua se referă la dezvoltarea endocarstului cu întreaga gamă de forme constitutive; în faza a treia, apar procesele de prăbuşire şi, o dată cu ele, podurile şi arcadele natu-

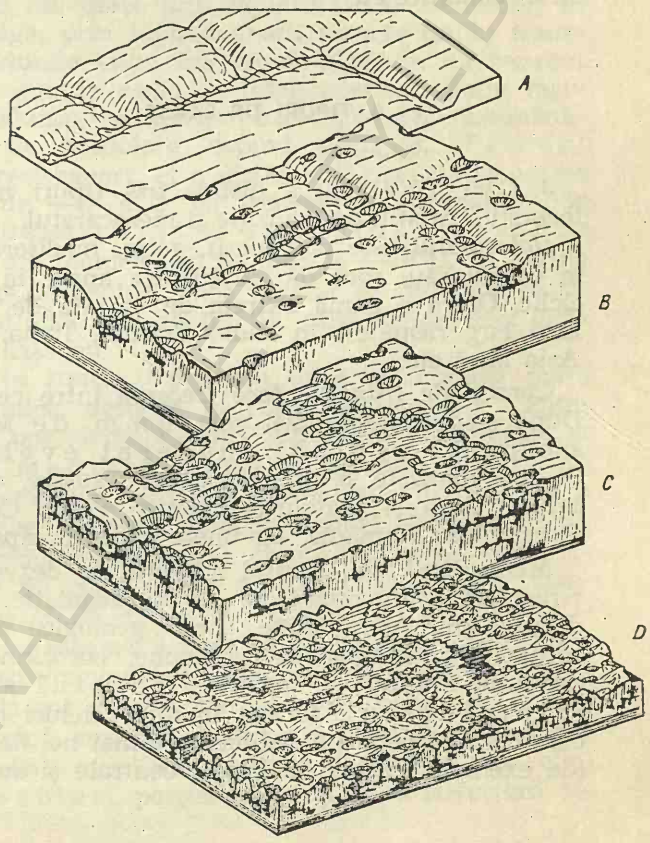


Fig. 207 — Evoluţia generală a carstului (după E m m. de M a r t o n n e).

rale etc.; faza a patra, se referă la dezvoltarea spre forme tot mai netede, de tipul cîmpiilor cum ar fi poliile.

Evoluţia ciclului şi oprirea lui timp îndelungat la anumite faze poate fi influenţată de mişcări orogenice sau epirogenice, eustatice negative, modificări climatice etc.

6. TIPURI DE CARST

J. Cvijić (1960) a distins trei tipuri morfogenetice de carst: holocarstul, carstul de tranziţie şi merocarstul.

Holocarstul este descoperit, golaş, mediteranean, perfect sau complet; în cadrul său, roca de carstificare apare la zi; este polietajat şi policiclic. Oferă o gamă extrem de variată de forme endo- şi exocarstice. Este larg răspîndit în sudul Franţei, Italia, coasta Dalmaţiei, Grecia, Asia Mică etc.

Carstul de tranziţie face trecerea între cel descoperit şi cel acoperit. După stadiul dezvoltării sale, Emm. de Martonne (1926) distinge subtipurile: evoluat. moderat evoluat şi slab evoluat. Se mai numeşte şi tipul Jura-Les Causses, după larga lui răspîndire în Munţii Jura şi platourile carstice Petits Causses şi Grandes Causses. Carstul din România, cu unele excepţii, aparţine acestui tip.

Merocarstul, sau carstul acoperit, se dezvoltă pe roca acoperită de o cuvertură sedimentară cu sol şi vegetaţie. Procesele de carstificare decurg lent. Apar doline, „orgi" geologice şi alte forme, îndeosebi, sub influenţa proceselor de sufoziune, coroziune şi tasare. O varietate a carstului acoperit o constituie carstul ascuns, fosilizat sau criptocarstul, format în alte „cicluri carstice" şi acoperit de fiecare dată de depozite sedimentare mai noi decît fiecare din aceste cicluri (de exemplu, carstul Dobrogei centrale şi sudice).

7. DEZVOLTAREA CARSTULUI IN DIFERITE ZONE CLIMATICE

De la poli spre ecuator, fenomenele şi formele carstice îmbracă aspecte specifice în funcţie de legea zonalităţii orizontale. Intensitatea dezvoltării carstului depinde de conţinutul în CO_2 agresiv al apelor, de existenţa feluriţilor acizi corozivi, de temperatura şi regimul scurgerii apei, de cantitatea ei etc.

a) *Modelarea calcarelor în zonele reci şi periglaciare* se referă la perioadele interglaciare şi interstadiale; dezgheţarea stratului activ, îndeosebi a molisolului, a facilitat dezvoltarea fenomenelor de disoluţie. Aceasta, nu atît datorită precipitaţiilor cît datorită agresivităţii apelor

reci, cu temperaturi scăzute. După J. Corbel, apele cu temperaturi cuprinse între 0°C și 10°C sînt de 4 ori mai agresive decît cele calde, din zonele tropicale umede. În aceste condiții, se dezvoltă carstul superficial, reprezentat îndeosebi prin lapiezuri. De asemenea, în zonele de tundră sau de taiga, prin topirea gheții moarte (talik) transportate și fosilizate de aluviunile cursurilor fluvio-glaciare, au rezultat depresiuni, adesea lacustre, numite zolii. Între acestea, rămîn martori de eroziune, care, în Iakuția, se numesc baidjerahi (asemănători humurilor). Tipurile de modelare depind după J. Tricart (1956), de gelifracție. Sub acest raport, el a distins: tipul irlandez de îngheț, cu temperaturi de —3—4°C, cu frecvente alternanțe de îngheț și dezgheț, care realizează carstul spongios, cavernos și tipul siberian, care are temperaturi de pînă la —40°C, cu puține alternanțe ale înghețului cu dezghețul, unde carstul se dezvoltă puțin, îndeosebi vara; în rest, locul apei îl ia gelifracția, care are ca efect cîmpurile de pietre, stîncile golașe etc.

b) *Modelarea calcarelor în zonele temperate* duce la o gamă mare de forme exo- și endo-carstice, descrise în toate paragrafele anterioare. În cadrul său se pot deosebi două tipuri (mediteranean și chinez). Carstul zonei meditraneene se dezvoltă pe calcare și dolomite mezozoice și cainozoice, cutate și tectonizate, în prezența a două anotimpuri caracteristice : de vară, cînd predomină alterarea fizică, și de iarnă, ploios, cînd predomină alterarea chimică, șiroirea și torențialitatea. Carstul tipic este cel golaș (clasic sau complet) cu polii, estavele, izvoare submarine, „mori de mare“ etc. Carstul temperat-umed de tip „chinez“ se aseamănă mult cu cel tropical-umed. Văile oarbe, uvalele și poliile sînt frecvente. Coroziunea, la suprafața calcarelor (meteorizarea), duce la estomparea formelor, la cojirea de cruste. El are un caracter „epidermic“, superficial, datorită grosimii mici a calcarelor sau impurității lor. Este specifică „pădurea de pietre“ sau relieful cu stîlpi calcaroși (pinacles), parțial acoperit de o cuvertură sedimentar-reziduală.

c) *Modelarea calcarelor în ținuturile deșertice* este dictată de lipsa apei care face imposibilă carstificarea. Existența unor lapiezuri fosilizate sau exhumate în pustiuri (de exemplu, Digla și Garawi, Egipt) evidențiază caracterul lor relict. Unicul agent solubilizant actual, după P. Birot (1966), îl constituie bioxidul de carbon din aer, și vaporii de apă ajunși la suprafață prin capilare. Pe flancurile nordice ale munților se constată o umectare mai mare a aerului, care provoacă o fărîmițare a rocii calcaroase în pulberi fine, denumită tafonizare, sau „uzură superficială“.

d) *Modelarea calcarelor în zonele calde și umede* este activă și se datorește cantității precipitațiilor, temperaturilor de circa 20°C și — mai ales — cantității mari de acizi organici. Poliile sînt extinse și unite între ele ; relieful, în general, are aspect de movile sau de cupole (sinus-

Fig. 208. — Blocdiagramă asupra poliilor şi kegelkarstului din Sierra Los Organos, vestul Cubei (după H. Lehmann).

karst); în Cuba, poliile se numesc hoyo (fig. 208); celor marginale, cercetătorii germani (ex.: Lehmann, J. Gellert, D. Pfeiffer etc.) le spun Karstrandebene. Morfologic şi evolutiv formele exocarstice principale pot fi grupate astfel:

Carstul mamelonar (sub formă de boltă, cupolă, mogoten-karst, sinuscarst etc.) reprezintă un stadiu incipient de individualizare a formelor de cupolă. Acestea au energie de relief redusă. Se dezvoltă în Cuba, Mexic, Iava, Sulawesi etc.

Carstul conic (Kegelkarst, cone karst, karst à pitons) constituie un stadiu mai evoluat al carstului, ţinuturilor calde şi umede. Pantele sînt mai accentuate, văile mai adînci. În zonele cu dezvoltare policiclică, se poate constata o racordare, pe generaţii evolutive, a seriilor de carst conic.

Carstul sub formă de turnuri (turmkarst, tower karst) reprezintă tipul cel mai evoluat din ţinuturile calde şi umede. Se află la contactul dintre zona montană şi polii. În plan, turnurile au formă circulară sau ovală, iar în profil, de ţevi de orgă, de unde şi denumirea de Sierra de Los Organos dat unui masiv din vestul Cubei.

Carstul depresionar (cockpitkarstul) apare sub forma unor depresiuni cu fundul cvasiorizontal, care trece, spre zonele interfluviale, fierăstruite, prin intermediul unor glacisuri.

Carstul cu „pinacles" (stîlpi calcaroşi) evoluează pe linia individualizării unor martori de eroziune cu aspect de stîlpi sau de „dinţi" înalţi de 10—15 m şi despărţiţi de văi sau culoare înguste (karstgassen). Se dezvoltă pe suprafeţe extinse în Iunnanul de est, R.P. Chineză.

8. CLASTOCARSTUL (PSEUDOCARSTUL, SIMILICARSTUL)

În afară de calcare şi dolomite, carstul, cu o gamă mai redusă de forme, se dezvoltă şi pe sulfaţi (gips, anhidrit), sulf, sulfuri şi sare. Pe sare apar: lapiezuri, doline, uvale, chei, lacuri, precum şi forme condiţionate antropic (gropi, saline prăbuşite, puţuri şi galerii etc.).

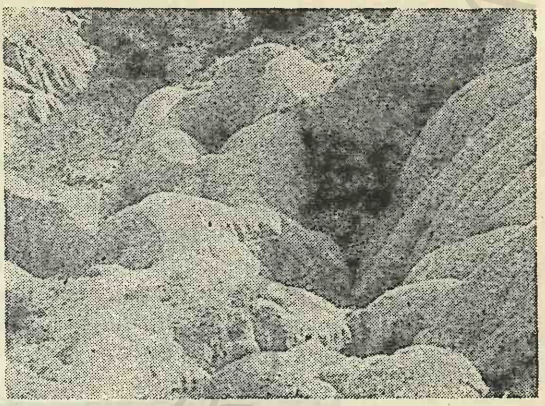


Fig. 209. — Avene în gresii și microconglomerate la Rîpa Roșie, Sebeș (foto, I. Ilie).

Forme de tipul celor aparținînd carstului clasic, dar cu o gamă redusă și cu o evoluție rapidă în timp, se dezvoltă și pe alte roci: argilă (lapiezuri, doline), loess și depozite loessoide (crovuri, galerii de sufoziune, tunele etc.); roci vulcanice — tufuri, piroclastite, cenușă vulcanică etc. (doline, peșteri, formațiuni stalagmitice, limonitice, scoarțe de alterare caolinice etc.); pe gresii și conglomerate cu ciment calcaros (lapiezuri, doline, avene (fig. 209), turnuri, nișe, surplombe etc.); pe gheață și pe pergelisol (goluri inglaciare, galerii, forme termocarstice de tipul zoliilor, hidrolacoliți etc.).

BCU IASI / CENTRAL

Capitolul II

RELIEFUL STRUCTURAL

Rocile influențează eroziunea nu numai prin particularitățile litologice ci și prin contrastul dat de poziția lor, unele față de altele, prin modul cum se dirijează contactele dintre ele, prin dispunerea stratelor și a tuturor discontinuităților. Formele structurale sînt acelea al căror contur exterior s-a degajat sub influența dispunerii stratelor, sau a ceea ce se numește structură. Dar, aceasta din urmă nu are nici o importanță pentru astfel de forme, decît atunci cînd a fost scoasă la zi de către eroziune. Legea generală, ce dirijează decuparea formelor structurale, este eroziunea diferențială. La aceasta se adaugă, ca o regulă în plus, faptul că formele specifice structurilor simple se întîlnesc, sub o dezvoltare redusă, și în structurile mai complexe.

Tipurile de structuri care interesează, în mod deosebit, relieful sînt următoarele: concordante, discordante, cutate și faliate (în blocuri); la acestea se adaugă uneori și structurile: apalașiană și șariată; alteori ultima este înglobată structurii cutate. Separarea acestor tipuri se face ținîndu-se cont mai ales de influențele directe pe care le au în crearea unui șir de forme specifice fiecăruia dintre ele. Cînd însă ne referim la evoluția regională a reliefului, sub influența unor anumite structuri, atunci este mai nimerită altă subdivizare și anume: bazine sedimentare, munți cutați, masive de tip apalașian, platforme deranjate, sau nu, de falieri. Vom îmbina, în tratare, într-o oarecare măsură, cele două puncte de vedere.

BCU Cluj / BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

A. CARACTERELE STRUCTURILOR CONCORDANTE

Structurile concordante sînt acelea în care stratele păstrează, în mare, poziția din timpul sedimentării. Ele pot fi de două feluri : orizontale, sau înclinate într-o singură direcție.

Condiții de sedimentare. Pentru a înțelege unitatea, dar și diferența dintre subtipurile acestei structuri și a formelor rezultate, se impune cunoașterea prealabilă a genezei lor. Asemenea sedimente se depun în unități ce au caracter de bazin atît sub aspect geologic cît și topografic. Este vorba, mai ales, de porțiuni de platformă sau chiar de avantfose care în timpul orogenezei alpine, au suferit ușoare scufundări, sedimentări și apoi au fost reînălțate (vezi și capitolele „principalele ere tectonice", „platformele" și „avantfosele"). Fundamentul acestor bazine a trecut prin lungi perioade de eroziune, care i-au redus altitudinile pînă aproape de nivelul de bază, iar sub aspectul mișcărilor orogene a devenit rigid. Pe total, sau numai pe porțiuni, a fost afectat de mișcări verticale de mică amplitudine, mai ales cu caracter subsident.

În timpul lăsărilor au loc sedimentări de tip marin, lagunar, lacustru sau chiar continental. Acestea se fac, adesea, sub formă de cicluri, deci cu lacune stratigrafice și cu diferențieri pregnante de la un strat la altul. Se depun astfel : pietrișuri, nisipuri, gresii, marne, argile, calcare de diferite tipuri, evaporite etc. Stratele nu au totdeauna continuitate dinspre marginea bazinului spre centru, ci se pot efila, sau pot schimba de facies ; de exemplu, argilele se depun mai ales pe centrul bazinului. Rezultă de aici diversitatea litologică și deci ca duritate față de eroziune, a fiecărui strat. Aceasta are o mare importanță, deoarece formele structurale nu apar decît în condițiile unei durități alternante a stratelor.

Sub aspect tectonic, stratele depuse într-un bazin nu au aceeași dispunere și înclinare. În mod obișnuit, se creează trei situații și trei subtipuri principale de structuri : o r i z o n t a l ă (sau suborizontală), m o n o c l i n a l ă și d i s c o r d a n t ă. Centrul bazinului sau unele părți centrale sînt afectate de subsidență ; aici stratele se vor depune orizontal. În procesul sedimentării, păturile de adînc se vor încovoia, dar cele de deasupra rămîn orizontale. Zonele externe execută mișcări compensatorii de ridicare, ce pot afecta și fîșia marginală a bazinului. Chiar dacă nu este afectată, ea rămîne într-o stare neutră sau execută coborîri mult mai lente decît centrul. Ca urmare, aici stratele se vor depune înclinat. Două aspecte trebuie remarcate, în plus, pe fîșia marginală ; primul, sedimentele de pe marginea bazinului pot fosiliza un relief vechi, cu o altă structură, care va fi scos repede la zi după încetarea colmatării ; apar astfel două structuri discordante (fig. 210, *B*). În al doilea rînd, pe fîșia marginală stratele mai moi nu acoperă întotdeauna,

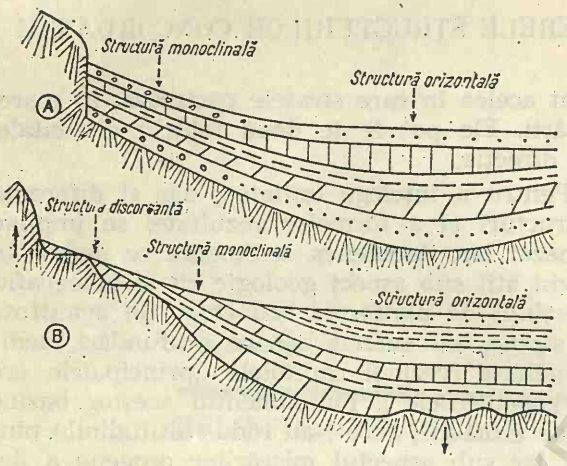


Fig. 210. — Bazine de sedimentare şi tipuri de structuri.

complet, pe cele mai vechi (ca în fig. 210, *A*) ci sînt retezate de eroziune şi aflorează în ordinea vechimii (fig. 210, *B*). Această ultimă situaţie se poate crea chiar în timpul sedimentării, din simpla funcţionare a zonei subsidente. Aici, se formează un glacis de eroziune sau chiar o suprafaţă de eroziune, sincronă cu ultimele sedimentări centrale. Aşa este suprafaţa Amnaşului, din SV-ul Transilvaniei, de aceeaşi vîrstă cu depunerea dacianului mult mai spre NV (Gr. Posea, 1969).

Structura bazinului poate suferi şi uşoare complicaţii tectonice, rezultate din faptul că subsidenţa nu are acelaşi ritm, iar lăsările principale se pot deplasa ; pe de altă parte, ridicările marginale pot fi mai lente (apare glacisul de eroziune) sau mai rapide, creînd falii sau flexuri marginale. De asemenea, atît pe centrul cît şi pe fîşia marginală există mici falieri, bombări rare şi chiar începuturi de sinclinale şi anticlinale formate sub influenţa fundamentului.

B. RELIEFUL STRUCTURILOR ORIZONTALE

Structura orizontală poate avea şi uşoare înclinări ce merg pînă la 1—2°, cînd se numeşte **suborizontală**. Formele de relief, impuse de această structură, sînt în strînsă legătură cu **litologia** şi **condiţiile evoluţiei** morfologice (climă, altitudine, nivel de bază, stadiu de evoluţie). Forme structurale nu apar decît atunci cînd există o alternanţă de strate dure cu moi şi cînd acestea sînt scoase la zi de eroziune. Ca o regulă generală a eroziunii diferenţiale, se poate arăta că atunci cînd agenţii externi atacă un strat moale, situat deasupra

unuia dur, va apare o suprafață structurală plată; cînd versantul sau valea se taie în roci tari dă un abrupt, iar în roci moi dă o pantă redusă.

În cazul stratelor cu o litologie uniformă pot fi deosebite totuși două situații. Prima, cînd rocile sînt moi (argile, marne, nisipuri) nu apare nici un fel de formă structurală, ca în Cîmpia Transilvaniei. Aici relieful este format din văi largi, versanți cu alunecări, torenți și șiroire, interfluvii teșite; numai pe alocuri stratele subțiri de tuf dau unele abrupturi și rupturi de pantă structurale. Un anume rol îl joacă stratele impermeabile. A doua situație este cea cu roci dure (calcare sau gresii), care pot impune o singură suprafață structurală (cea superioară); în rest formele capătă amprenta litologiei; de exemplu, în calcare, evoluția va fi de tip carst.

Alternanțele de strate dure cu moi dezvoltă o serie de forme structurale tipice, a căror amploare depinde de grosimea stratelor, de numărul alternanțelor și de adîncimea pe care acestea sînt retezate de văi. O caracteristică generală a acestora este simetria. Principalele forme sînt: suprafețele structurale și văile simetrice, la care se adaugă martorii structurali, cornișele, coastele ș.a.

1. SUPRAFEȚELE STRUCTURALE (DENUMITE ȘI PLATFORME)

Ele reprezintă forme topografice netede, dezvoltate pe suprafețele stratelor dure. Pot fi de două feluri: inițiale și exhumate. Primele corespund cu cele din urmă strate sedimentate, după care regiunea a devenit uscat; adesea este greu de apreciat dacă suprafața reprezintă chiar o ultimă pătură de colmatare a bazinului. Majoritatea sînt suprafețe degajate ulterior, prin eroziunea areală și a apelor curgătoare. Suprafețele structurale exhumate sînt în general mai fragmentate, pot apare dispuse și pe versanți, sub formă de trepte, pe cînd cele inițiale se extind numai pe interfluvii.

Cînd treptele de pe versanți sînt înguste și alungite se numesc terase structurale; cînd sînt foarte înguste se chiamă brîne (după o denumire din Carpați), iar cînd sub acestea se formează o surplombă, dată de un strat moale, rezultă o poliță (fig. 211). De obicei, suprafețele structurale cele mai extinse se dezvoltă pe stratele dure care au și o grosime relativ mare. Dacă sub asemenea strate există altele moi, de grosimi importante, stratul dur lasă o frunte avansată, denumită cornișe; ea se dărîmă pe încetul, datorită subminării eroziunii rapide în roca moale subjacentă și se retrage paralel cu ea însăși (fig. 212). Retragerea cornișei, făcută din direcții opuse, poate duce la distrugerea suprafeței structurale și dezvelirea alteia mai joase. În acest proces rămîn, din loc în loc, porțiuni mai ferite de eroziune, sub forma unor movile, denumite martori structurali.

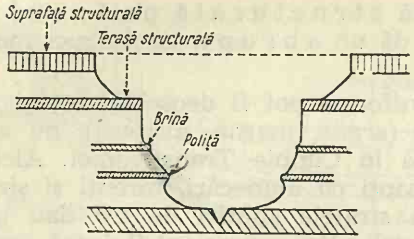


Fig. 211. — Suprafețe și trepte structurale pe o vale simetrică.

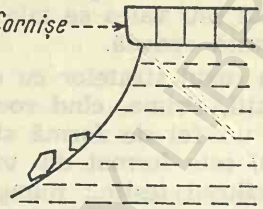


Fig. 212. — Cornișe.

Martorii structurali au, în primul stadiu, un acoperiș de roci dure (cornișe), de sub care pornesc niște pante concave, sub formă de glacis. Partea superioară a glacisului păstrează o pantă mare, atît timp cît are cornișe ; ulterior se teșește repede și întregul martor capătă profil convex (fig. 213). Martorii cu cornișe se aliniază totdeauna la aceeași altitudine.

Pe marginile platformelor structurale, în stratele groase de roci moi, apar fîșii de pante înclinate relativ puternic, dar destul de uniforme, cunoscute sub numele de c o a s t e (fig. 214, *A*). Cele mai tipice se dezvoltă pe stratele a căror grosime trece de 100 m. Mersul lor în plan este foarte variat, depinzînd de densitatea văilor, de micile accidente tectonice etc. (fig. 214, *B*). Cînd stratul moale este subțire, panta coastei

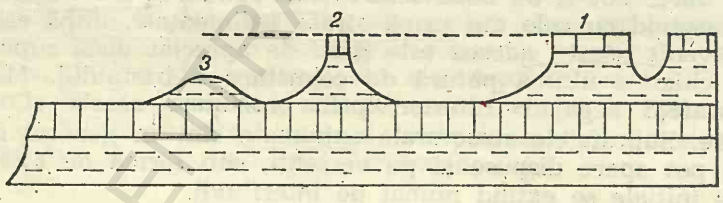


Fig. 213. — Martori structurali în diferite stadii.

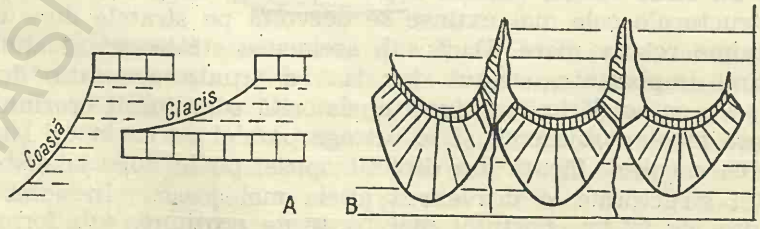


Fig. 214. — Coastă (în profil și în plan).

devine tot mai lină, căpătînd formă de glacis. Ritmul retragerii coastelor şi exhumarea unor platforme structurale este legat de climă şi de stratele impermeabile, respectiv acvifere.

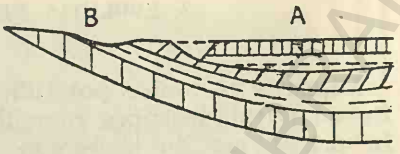


Fig. 215. — Prelungirea suprafeţei structurale (*A*) în suprafaţa de eroziune (*B*).

Platformele structurale superioare pot trece lateral în suprafeţe de eroziune (fig. 215). Între aceste două tipuri de forme există unele asemănări şi diferenţe; cele structurale sînt orizontale şi foarte netede, partea lor superioară este formată, obişnuit, dintr-un acelaşi strat dur, contactul cu văile se face brusc, iar martorii de eroziune sînt alcătuiţi, în bază, din roci moi.

2. VĂILE

Aşa după cum s-a spus, ele sînt totdeauna simetrice. Forma lor este foarte variată în profil transversal, în funcţie de faptul dacă albia se află într-o rocă moale sau dură, precum şi după numărul şi grosimea diferitelor strate pe care le retează în adîncime. Cînd talvegul este în rocă moale, valea se lărgeşte mult, iar în strate dure se încătuşează, căpătînd aspect de cheie (fig. 216). În cazul platourilor înalte, retezate pe sute de metri de către văi, versanţii acestora capătă profile frînte. Ei sînt îmbrăcaţi de o gamă de trepe (suprafeţe structurale, terase, poliţe, brîne), unite între ele printr-o gamă de pante de tipul coastelor sau glacisurilor. Martorii de eroziune au mărimi foarte diferite şi forme dintre cele mai bizare. Între văile torenţiale, afluente, aceştia capătă aspectul unor turnuri, iar în combinaţie dau adevărate castele, zidite din nenumărate straturi de durităţi şi grosimi diferite. Pentru multitudinea şi măreţia formelor, se citează canionul Colorado care, în Arizona, retează structuri tabulare pe o profunzime de 1500 m.

După lungimea şi adîncimea pe care le au, aceste văi încătuşate pot fi subdivizate în: chei, defilee, canioane[1].

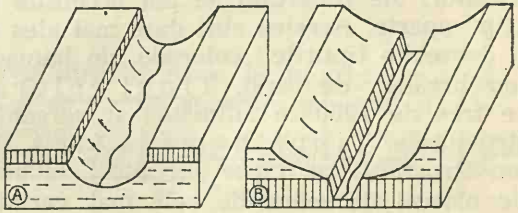


Fig. 216. — Vale cu albia în rocă moale (*A*) şi dură (*B*).

[1] Toate acestea apar şi în alte structuri, de exemplu la trecerea peste un lanţ muntos.

3. EVOLUŢIA REGIUNILOR CU STRUCTURĂ SUBORIZONTALĂ

Mişcările tectonice pot ridica suprafaţa de sedimentare a unui bazin, fie cu puţin deasupra nivelului de bază, fie la altitudini foarte mari. În primul caz, ia naştere o cîmpie structurală, dacă un strat dur îi formează suprafaţa (sau acumulativă, cînd umplerea terminală e din roci moi); în al doilea caz, apare platoul structural. În faza ascendentă a evoluţiei, de la cîmpie la platou, văile se adîncesc şi dezlănţuie toată gama de forme amintită mai sus. Suprafeţele structurale se pot degaja una după alta, cele superioare retrăgîndu-se pe centrul interfluviilor, pînă la totala dispariţie şi lăsînd în urmă o înşiruire de martori structurali. Intensitatea eroziunii de versant este în funcţie de tipul climatic şi, oarecum mai puţin, de ritmul înălţării ; fiecare strat dur sau acvifer formează tot atîtea baze locale de eroziune. Cea mai activă dezlănţuire de forme structurale se produce în climatele semiaride, aride şi periglaciare. Un aspect, ce caracterizează această etapă, îl reprezintă interfluviile, de forma unor platouri orizontale şi alungite, care se racordează, peste văi, într-o suprafaţă structurală mai mult sau mai puţin unitară.

Evoluţia ascendentă se încheie atunci cînd văile s-au lărgit într-atît că au redus şi distrus netezimea interfluviilor ; ele apar nu ca suprafeţe plane, ci ca o înşiruire de martori structurali. Suprafaţa structurală superioară a dispărut, numărul treptelor de pe versanţi se reduce continuu, altitudinile relative şi absolute scad. Evoluţia se efectuează tot mai mult în stratele de la baza fostului platou, cele superioare fiind înlăturate unul după altul. Tendinţa este aceea de a reduce gama formelor structurale, de a rămîne numai nişte văi foarte largi cu interfluvii joase şi teşite, avînd aspectul unei cîmpii structurale sau chiar de eroziune (peneplenă).

4. TIPURI REGIONALE

În funcţie de unele condiţii regionale sau locale, anumite forme sau trăsături ale reliefului se pot accentua pînă la a impune amprentă de „tip" aparte. Acestea sînt date mai ales de climă, rocă şi altitudine. Pot fi deosebite tipurile : colorado, de hamadă, de platou, de podiş, de platou bazaltic, de carst. Tipul colorado are ca specific canioanele ce trec de 1000 m adîncime şi versanţi cu o gamă feerică de forme structurale. Tipul hamada (după Hamada sahariană) este un platou structural cu multe abrupturi, la baza cărora sînt îngrămădite haotic blocuri de mărimile cele mai variate ; dezagregarea şi apoi vîntul sînt factorii care decupează şi modelează formele structurale. Platourile structurale reprezintă unităţi ceva mai înalte decît cîmpiile, cu o fragmentare redusă, aşa cum este centrul bazinului parizian. Plat-

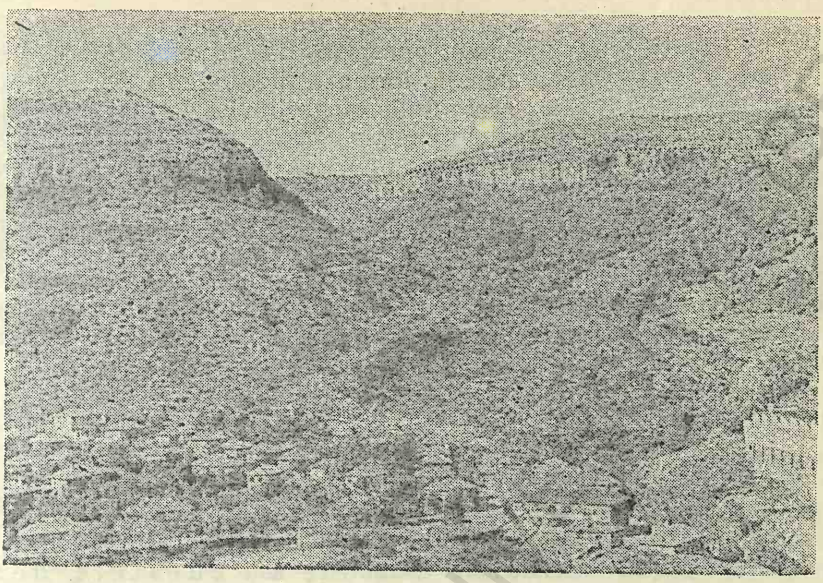


Fig. 217. — Platoul Prebalcanic (foto, Gr. Posea).

forma Prebalcanică (fig. 217), sau partea de sud a Dobrogei extinsă pe calcarele sarmatice. Podişurile structurale sînt cele ridicate la altitudini de peste 500 m, sînt fragmentate puternic şi combinate adesea cu suprafeţe de eroziune (exemplu, Podişul Tîrnavelor). Platourile bazaltice s-au format peste scurgerile extinse de lave, care, răcindu-se greu, se consolidează aproape orizontal; este cazul platoului Dekan din India. Platourile calcaroase sînt dominate, din cauza rocii, de o gamă de forme carstice, aşa cum se întîlneşte, spre exemplu în Podişul Mehedinţi.

C. RELIEFUL STRUCTURILOR MONOCLINALE

Simpla înclinare a stratelor într-o direcţie duce la multiplicarea şi apariţia unor noi forme structurale, ce au ca specific, general, disimetria. Toate suprafeţele care înclină în acelaşi sens cu stratele au pante line, iar cele care li se opun sînt abrupte (fig. 218). Primele sînt conforme cu structura, iar despre secundele se spune că retează stratele „în cap".

Pentru apariţia unor forme structurale tipice un rol esenţial îl joacă variaţia petrografică a stratelor, grosimea lor şi altitudinea la care este

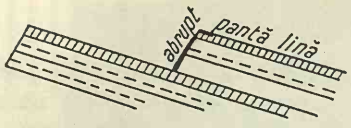


Fig. 218 — Pantele în structură monoclinală.

ridicată regiunea respectivă. Într-o zonă joasă, apropiată de nivelul de bază, nu se degajă forme structurale. De asemenea, acolo unde monoclinul e format, în totalitate, din roci moi sau de o duritate uniformă se degajă numai reliefuri obişnuite de eroziune sau cu specific „petrografic".

Eroziunea, şi chiar apele curgătoare îşi vor deplasa albiile pe discontinuităţile dintre stratele dure cu cele moi, acestea din urmă „consumîndu-se" mult mai repede în procesul creării de reliefuri. Cum aici stratele dure sînt şi înclinate, deplasarea eroziunii va fi, în acelaşi timp, laterală şi uşor în adîncime.

1. FORMELE DE RELIEF

În structurile monoclinale, cu alternanţă de strate dure şi moi, formele specifice sînt: interfluviile asimetrice sau cuestele, depresiunile subsecvente şi trei feluri de văi (subsecvente, consecvente şi obsecvente); la acestea se adaugă şi unele forme incipiente specifice structurii suborizontale: martori de eroziune, terase structurale, poliţe etc.

a) *Cuesta* este un interfluviu asimetric a cărui pantă lină se grefează aproximativ pe un strat dur, înclinînd la fel cu el, iar versantul abrupt retează în cap un număr de cel puţin două strate (fig. 219). Numele de cuestă a fost impus de Davis după denumirea spaniolă ce semnifică o „coastă", o pantă foarte înclinată dar surmontabilă şi care presupune, de obicei, existenţa în partea opusă a unor înclinări mult mai reduse. În franceză „côte" şi la noi „coastă" au la origine acelaşi înţeles. Geomorfologii au adoptat însă, în ultimul timp, termenul de cuestă în sens mai larg, incluzînd şi coasta şi reversul ei. Aşadar, la o cuestă deosebim două elemente: fruntea sau coasta (v. fig. 234)

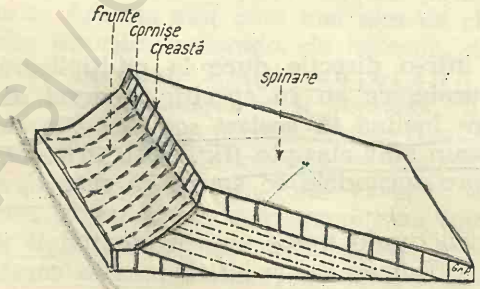


Fig. 219. — Cuestă.

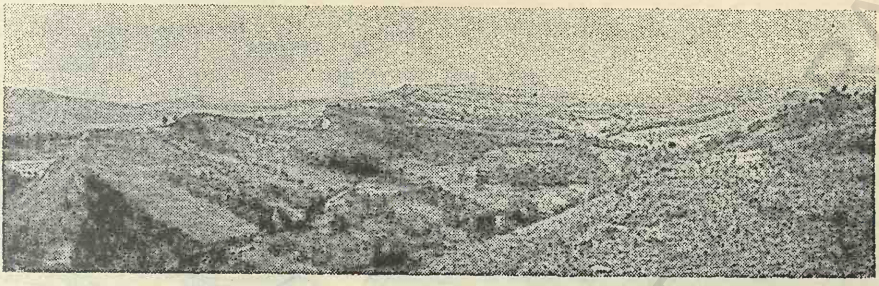


Fig. 220. — Cueste pe Slănicul Buzăului (Aldeni) (foto, D i d a P o p e s c u).

și s p i n a r e a structurală (fig. 220). La acestea se adaugă linia ce unește cele două planuri numită c r e a s t a cuestei și c o r n i ș a ; ultima reprezintă partea cea mai abruptă a frunții, este situată imediat sub creastă și se formează pe stratul dur. Atît pe spinare cît și în partea superioară a coastei, pot apărea și m a r t o r i s t r u c t u r a l i, care însă nu sînt situați la o aceeași altitudine ; cei de pe spinare sînt alungiți și disimetrici, iar cei de pe frunte sînt mai reduși ca suprafață, dar mai înalți și bine conturați.

Cînd fruntea este masivă și se extinde unitar pe distanțe mari se numește f r o n t u l c u e s t e i. Mersul și forma acestuia, în plan, sînt în funcție de grosimea stratelor, variația înclinării lor în spațiu, de stadiul de evoluție al regiunii (vezi „evoluția").

Spinarea cuestei se extinde mult, în raport cu fruntea, numai atunci cînd stratele sînt foarte puțin înclinate. Cele mai tipice cueste, respectiv mai disimetrice, se dezvoltă la înclinări de 4—10°. Între 2—4° spinările de cuestă se apropie de suprafețele structurale suborizontale ; între 4—20° sînt cueste propriu-zise ; peste 25°, înclinarea spinării se apropie de cea a frunții, forma devine simetrică și se numește h o g - b a k (fig. 221). Spinarea cuestei nu este uniformă, ci fragmentată în fîșii de două categorii de văi, unele ce se scurg în sensul stratelor (consecvente) și altele în direcție opusă (obsecvente).

b) *Văile structurale* sînt de trei feluri : subsecvente, consecvente și obsecvente.

— V ă i l e s u b s e c v e n t e sînt cele mai tipice pentru structura monoclinală, ele reprezentînd oarecum reversul negativ al cuestelor. Se extind la baza acestora, paralel cu frontul de cuestă, avînd un versant abrupt și unul lin (fig. 222). Cînd rîurile lor sînt în faza de adîncire, acestea pot aluneca și lateral, pe stratul dur, erodînd totodată roca moale de deasupra. Deși dezvoltarea le este accelerată de structură, nu totdeauna ele constituie rețeaua principală hidrografică ; aceasta, deoarece, obișnuit, ele reprezintă a doua generație de văi care apare în cadrul unui ciclu eroziv ce începe cu o fază de adîncire și se termină cu una de maximă dezvoltare laterală.

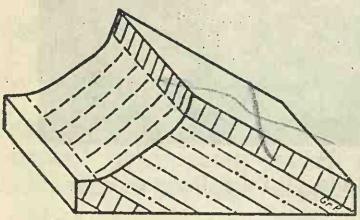


Fig. 221. — Hogbak.

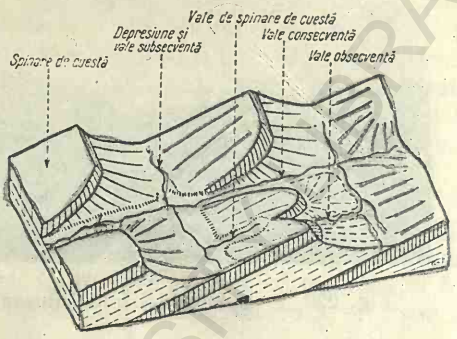


Fig. 222. — Relief în structură monoclinală.

— Văile consecvente curg în aceeaşi direcţie cu înclinarea stratelor. Ele se caracterizează prin simetria versanţilor. Au şi o serie de caracteristici care le deosebesc de văile simetrice din structurile orizontale. Acestea rezultă din faptul că înclinarea talvegului este în general mai mică decît înclinarea stratelor (fig. 222). Ca urmare, văile străbat strate de durităţi diferite şi în special fronturi de cuestă. La trecerea peste front, valea capătă aspect de pîlnie structurală, care se îngustează uneori pînă la forma de clisură sau chiar chee. Pe marginile pîlniei, în funcţie de duritatea stratelor retezate, se întîlnesc o serie de trepte ce se pierd în talveg spre avalele acestuia. Între două cueste, valea se lărgeşte şi primeşte obişnuit afluenţi subsecvenţi, formînd o reţea perpendiculară. Văile consecvente reprezintă hidrografia primară a unor bazine de sedimentare ce se află la primul ciclu eroziv, instalat după ultima exondare şi înălţare. De aceea, ele rămîn adesea şi văile colectoare principale. Sînt şi cazuri cînd unele pot fi captate prin dezvoltarea văilor subsecvente; pîlniile şi clisurile devin văi moarte, iar dacă evoluţia este înaintată se transformă în înşeuări de captare.

Există şi un al doilea tip de vale consecventă, mult mai simplă; este valea de spinare de cuestă care nu retează nici un front, extinzîndu-se numai în cadrul unei singure suprafeţe structurale. Se varsă totdeauna în văi subsecvente.

— Văile obsecvente sînt cele care curg în sens invers înclinării stratelor. Se caracterizează prin simetrie, dar au un profil longitudinal cu multe praguri şi chiar cascade, rezultate din multiplele strate dure pe care le retează (fig. 223). La trecerea peste o rocă moale valea se lărgeşte, iar în rocile tari se îngustează putînd atinge chiar forma de clisură. Versanţii au trepte ce se pierd repede în talveg (fig. 224). Văile obsecvente sînt obişnuit scurte; ele izvorăsc de sub creasta cuestei, pe care adesea o zimţează cu înşeuări de obîrşie. Foarte rar, unele din ele pot deveni văi principale (prin supra-

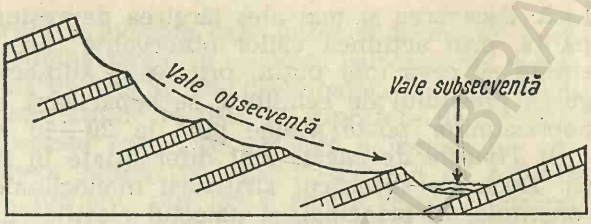


Fig. 223. — Profil de vale obsecventă.

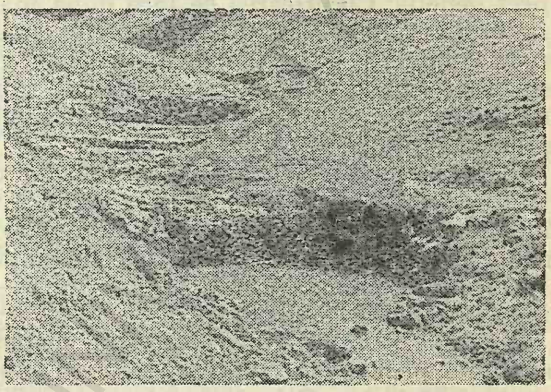


Fig. 224. — Vale obsecventă (foto, Gr. Posea).

impunere de la ciclul anterior al unei suprafeţe de eroziune). Dezvoltarea lor este însă specifică frontului de cuestă, unde impun forma şi evoluţia în plan a acestuia.

c) *Depresiunile subsecvente* se formează atunci cînd spaţiul dintre două şiruri de cueste devine foarte larg şi capătă aspect de depresiune. Acestea pot lua naştere în mai multe condiţii :

— cînd rîurile au ajuns la profil de echilibru şi văile subsecvente se lăţesc foarte mult ;

— cînd la baza frontului apar noi strate dure, care întîrzie mult adîncirea văilor, făcînd ca stratele moi să se escaveze pe suprafeţe mari ; un caz aparte îl formează depresiunile închise, denumite dalles, dezvoltate în marnele de la baza unor coaste din Lorena (Emm. de Martonne, pag. 762) ;

— cînd eroziunea atinge o peneplenă, care obişnuit este formată din roci mai dure, eroziunea laterală capătă proporţii ; o dată cu exhumarea peneplenei, se dezvoltă şi depresiuni subsecvente (fig. 225).

Depresiunile pot să fie, sau nu, drenate de văi subsecvente. Cel mai adesea văile de aici meandrează şi nu sînt legate în amănunt de struc-

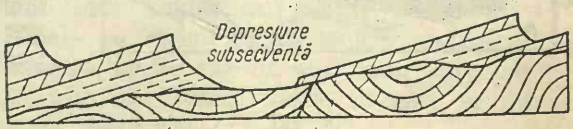


Fig. 225. — Depresiune subsecventă.

tură. Escavarea şi mai ales lărgirea depresiunii se face prin procese de pantă, prin acţiunea văilor obsecvente care fac să reculeze frontul de cuestă şi, ceva mai puţin, prin văile subsecvente care, o dată cu atingerea profilului de echilibru, se depărtează de fruntea cuestei. Lăţimea depresiunilor poate atinge pînă la 20—40 km.

d) *Tipurile de cueste* sînt diferenţiate în funcţie de o serie de criterii. Deoarece specificul structurii monoclinale îl formează cuestele, ele constituie, în principal, şi obiectul clasificărilor şi al discuţiilor sub aspect genetic. Clasificarea se face după mai multe criterii, dar, în cadrul fiecăruia, numai anumite tipuri sînt mai uzitate (şi pe care le vom reda subliniat). Criteriile de bază sînt : gruparea şirurilor de cueste în spaţiu, forma profilului transversal al frontului, desenul frontului, continuitatea frontului, altitudinea şi masivitatea frunţii, structura ce le-a impus şi gradul de evoluţie.

— După modul de grupare al şirurilor de cueste acestea pot fi : d i s t a n ţ a t e şi a p r o p i a t e (fig. 226). Cauza acestor diferenţieri este înclinarea mică a stratelor (distanţate) sau, din contră, o înclinare tot mai mare (cueste apropiate). Cele distanţate lasă, între ele, depresiuni subsecvente, care pot avea lărgimi de 5—40 km, iar cele apropiate pot ajunge pînă la hogbaksuri.

— După profilul transversal şi al dispunerii în raport cu o vale subsecventă principală, cuestele sînt : s i m p l e (fig. 227, A), î n t r e p t e şi d e d u b l a t e. Cele în trepte se subdivid în duble (fig. 227, *B*), tri-

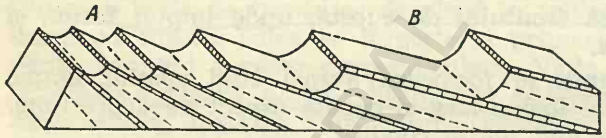


Fig. 226. — Cueste apropiate (*A*) şi distanţate (*B*).

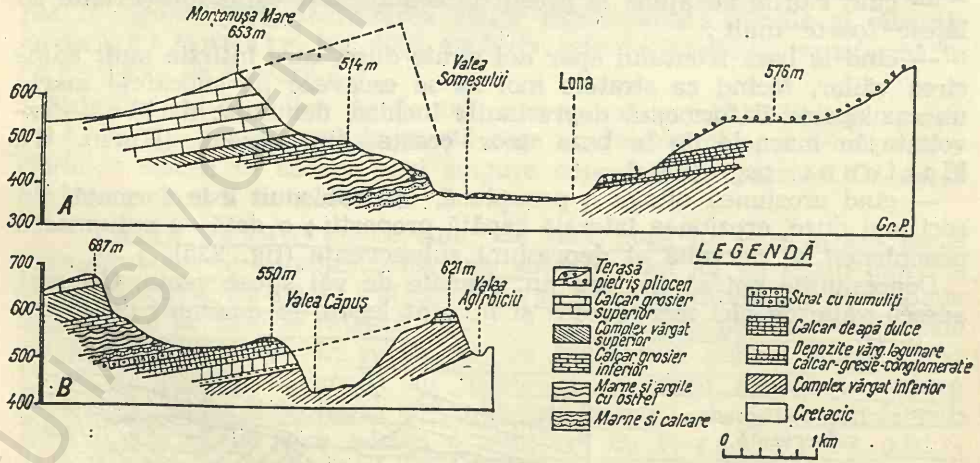


Fig. 227. — Cueste simple (*A*) şi duble (*B*).

ple etc., după numărul şirurilor principale care îmbracă formă de cuestă ; alteori se foloseşte şi subdivizarea în : cuestă superioară, medie, inferioară (rar apar mai mult de trei trepte principale). Cuestele medii şi inferioare nu au spinări structurale ci fîşii de suprafeţe de eroziune (fig. 228). De asemenea, în aceste cazuri se remarcă adîncirea pe verticală a rîului, fără să alunece lateral pe stratul dur. În ce priveşte cuestele dedublate, ele sînt formate din două şiruri retezate aproximativ într-un acelaşi strat, cam la aceeaşi altitudine şi de aceeaşi parte a unei văi principale. Ele iau naştere prin adîncirea epigenetică a unui mic pîrîu subsecvent, paralel cu o vale principală (fig. 229), sau printr-o captare (fig. 230) ; alteori e vorba de o suprafaţă de cuestă, nivelată într-un ciclu mai vechi de eroziune, fosilizată sau nu şi apoi exhumată de o reţea de văi cu altă poziţie decît cea anterioară.

— Desenul frontului poate fi : rectilin, în arc şi festonat. La o structură uniform înclinată şi fără deranjamente locale, şirurile de cueste se aliniază rectilin. El rămîne rectilin şi în timpul evoluţiei, dacă retragerea sa este dată numai de atacul văii subsecvente şi de procese de pantă. Fronturile în arc rezultă din bombări locale sau generale, impuse de mersul fundamentului peste care se dispune monoclinul. În cazul unui bazin cu lăsări centrale, cuestele vor descrie arcuri cu front extern, iar cînd e vorba de ridicarea unui masiv învăluit de monoclin apar arcuri concentrice cu front intern (exemplu Morvanul). Pot exista şi devieri locale, date de un dom sau de un brahianticlinal, ce formează arcuri reduse ale frontului, sau chiar arcuri combinate de forma literei S. Este cazul butonierei de la Leghia (lîngă Huedin), care deranjează mersul cuestelor din lungul văii Nadeşului. Fronturile festonate au drept cauză dezvoltarea văilor obsecvente. Unele din ele sînt favorizate de condiţii locale, cum ar fi micile falieri, şi pătrund adînc, ca nişte pîlnii, în interiorul frontului ; aşa este valea Bongar de lîngă Cluj (v. fig. 228).

— După continuitatea frontului există următoarele tipuri de cueste: continui, discontinui, izolate. Primele sînt date de o înălţare uniformă a stratelor dure şi de continuitatea lor, ca grosime şi litologie, pe distanţe mari. Cele discontinui apar în structurile monocline deranjate puternic, sau cînd stratul dur suferă efilări sau schimbări de facies. Ele se dezvoltă şi în cazul cînd văile retează monoclinul pe direcţie oblică ; aceste ultime cueste nu dau şiruri continuu ci sînt mai mult nişte trepte locale ce se pierd în talveg şi a căror spinare se degajează abia incipient ; se numesc cueste oblice. Ca exemplu pot fi citate cele de la N de Sibiu, pe Valea Visei (fig. 231).

Cuestele izolate nu se dispun sub formă de şiruri ; ele sînt specifice structurilor cutate sau dizlocate unde monoclinul ocupă suprafeţe restrînse. Se întîlnesc şi în bazinele cu structuri monocline extinse, dar cu strate moi şi unde, cu totul izolat, apare cîte un strat mai dur ; exemplu, unele zone cu marne şi argile din Transilvania, în care se intercalează uneori strate mai groase de tuf.

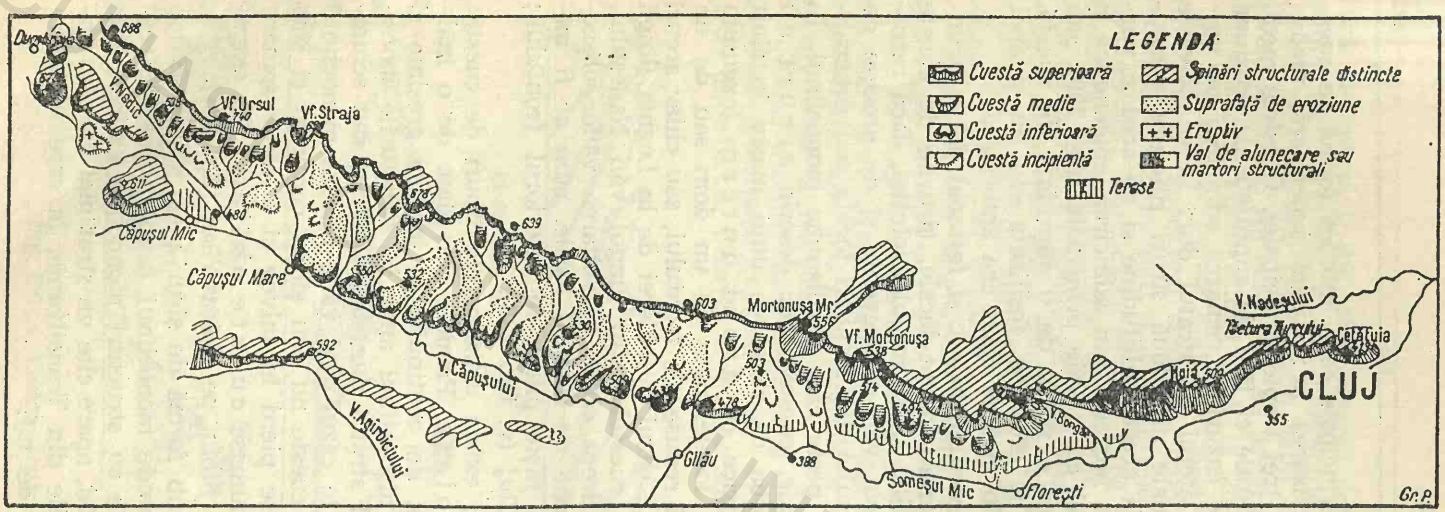


Fig. 228. — Relief de cueste în amunte de Cluj (Someșul Mic-Căpuș).

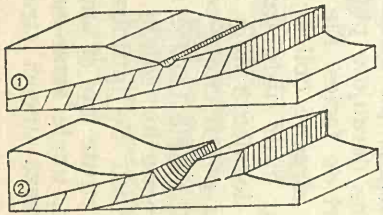


Fig. 229. — Cueste dedublate.

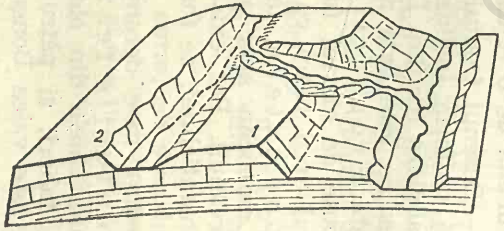


Fig. 230. — Cueste dedublate

Fig. 231. — Cueste oblice.

— Altitudinea relativă a frunții poate oscila de la cîțiva zeci de metri pînă la sute de m. În funcție de aceasta, rezultă următoarea grupare : cueste mici (cu fruntea de zeci de metri altitudine), medii (100—400 m) și masive (peste 500 m). Ultimele au aspect de masive muntoase și se citează ca exemplu Jura Suabă, cu altitudini de circa 800 m. În cadrul lor sînt bine dezvoltate văile obsecvente.

— Structurile care impun forme de cuestă sînt următoarele : monocline, monocline faliate, cutate și în domuri. Monoclinul propriu-zis rămîne structura de bază ce generează cueste. Cele faliate devin specifice, în acest sens, numai cînd unele falii determină fronturi de cuestă; ele se numesc cueste tectonice. În ce privește structurile cutate, acestea pot da : cueste față în față (pe văi de anticlinal), cueste de sinclinal și butoniere (pe domuri).

— După stadiul de evoluție, cuestele îmbracă următoarele forme : cu front unitar, cu front festonat sub formă de fațete, cu front festonat în pîlnii, mameloane asimetrice.

2. TIPURI REGIONALE

Modul de dispunere al hidrografiei principale față de structură, gradul de evoluție, structura și litologia se repetă uneori pe suprafețe extinse și dau tipuri de mari regiuni. O astfel de tipizare a făcut De Martonne (1948), preluată mai recent de Chardonnet (1955). O prezentăm cu reduceri și completări.

— Tipul loren, specific în Lorena de Nord, are următoarele caractere : front în arc extern, număr mare de cueste, multe dedublări, văi largi neorientate structural și supraimpuse, depresiuni subsecvente, cornișe bine dezvoltate. Aceste caractere rezultă dintr-o structură de chiuvetă, cu monoclin lin, de 1—3%.

— Tipul englez, specific pentru cîmpia de la S de Yorkshire. Seamănă cu cel loren, avînd o succesiune regulată de depresiuni subsecvente, fronturi și spinări structurale. Aici domină însă văile subsecvente, după care urmează consecventele, iar subasmentul influențează mersul șirurilor principale de cuestă, mai ales printr-o linie de anticlinal ce a impus un front cu concavitate orientată spre masivul vechi. Este ceva similar cuestelor de pe Căpuș și Nadeș (România).

— Tipul masiv (suabo-francon), specific pentru Jura Suabă și franconă. Ceea ce le impune este masivitatea deosebită, ce merge pînă la aspect de munte, creată de grosimea calcarului și gresiei triasice. În al doilea rînd, se remarcă dezvoltarea rețelei subsecvente, urmată de cea obsecventă. Acest tip apare și mai frecvent în regiunile tropicale, cu monoclin de vîrstă mezozoică sau chiar primară, cu strate foarte dure de gresie cuarțitică și cu amplitudini de 500—1000 m.

— Tipul Huedin nu are şiruri evidente de cuestă ; se remarcă o compartimentare puternică dată de înşeuări structurale şi văi subsecvente, ce se transformă spre izvoare în obsecvente. Domină martorii structurali de dimensiuni mari. Înclinarea stratelor e accentuată. Văile principale sînt cele consecvente. (Este oarecum similar cu tipul „bourguignon" a lui Chardonnet.)

— Tipul incomplet, care poate avea două variante. Prima se întîlneşte în Champagne (tip „champenois") şi se caracterizează prin şiruri foarte puţine de cueste, discontinui şi de altitudine redusă. Aceasta rezultă dintr-o înclinare slabă a stratelor, durităţi puţin contrastante şi o mare densitate a reţelei consecvente. Relieful de cuestă este în minoritate faţă de celelalte tipuri. A doua variantă este specifică SV-ului Transilvaniei (Podişul Secaşelor şi al Visei) ; reţeaua principală retează stratele în sens oblic, stratele dure nu sînt prea masive, de aceea cuestele nu se dezvoltă decît incipient şi sînt în minoritate faţă de restul reliefului.

3. PEISAJUL REGIUNILOR DE CUESTĂ

El prezintă o serie de trăsături comune cum ar fi : morfologie disimetrică dar relativ uniformă ; hidrografia are multe sectoare bine adaptate la structură, iar reţeaua este rectangulară ; la baza spinărilor de cuestă se dezvoltă aliniamente de izvoare ; vegetaţia este dispusă pe fişii specifice fronturilor de cuestă, spinărilor sau fundurilor de depresiuni ; multe aşezări omeneşti înşirate la baza frontului.

4. GENEZA ŞI EVOLUŢIA CUESTELOR

În ce priveşte geneza, cuestele sînt create de două categorii de factori : structura, plus o litologie alternantă (factori pasivi) şi eroziunea diferenţială (factori activi). Davis şi De Martonne admiteau că numai apele curgătoare subsecvente pot degaja cueste, chiar dacă ulterior, în evoluţia lor, intervin şi procese de pantă. Mai recent, Büdel ş.a. sînt de părere că eroziunea areală este aceea care scoate în evidenţă capetele stratelor dure şi pune în evoluţie şiruri de cuestă. În regiunile semiaride şi aride o astfel de geneză ar apărea ca dominantă, după autorii respectivi. (De Martonne considera că şi aici cauza iniţială o reprezintă tot reţeaua de văi, ce a funcţionat într-o perioadă climatică mai umedă.) Importanţa eroziunii areale, desfăşurată diferenţiat, nu este de neglijat, deoarece ea deschide drum instalării unor văi subsecvente, chiar şi în climatele temperate. Valea însă, o dată formată, se adînceşte şi, dînd peste noi strate dure, pune în evoluţie tot mereu alte şiruri de cueste. Tot în cadrul genezei, sînt de amintit şi

faliile subsecvente care, în cazul cuestelor tectonice, constituie cauza de bază a apariţiei lor. La noi în ţară, unele şiruri superioare par a fi fost detaşate prin eroziune areală diferenţială, care a atras apoi şi instalarea de văi ; evoluţia ulterioară, respectiv retragerea frontului, s-a făcut însă prin procese de pantă, activate ritmic de alternanţe climatice, în special periglaciare, aşa cum e cazul pe Căpuş şi Someş (Gr. Posea, 1963). Cuestele inferioare au fost însă degajate, în primul rînd, de rîuri.

Ca evoluţie, acest tip de relief poate să înceapă fie de la o cîmpie litorală, iniţială, înălţată monoclinal (Davis), fie de la o suprafaţă de eroziune reînălţată şi constituită din monoclin (De Martonne). În primul caz, evoluţia se declanşează printr-o reţea de văi cu caracter consecvent. Pe măsură ce regiunea se înalţă apare şi o a doua generaţie de văi, afluentă, de direcţie subsecventă. Acestea s-ar dezvolta repede, fiind favorizate de structură. Unele din ele captează parte din reţeaua anterioară, devenind colectori principali şi lăsînd văi moarte. Acum se dezvoltă din plin cuestele. Faza remanierelor şi a dezvoltării ascendente a frunturilor ţine pînă la atingerea, de către rîuri, a profilului de echilibru. Din acest moment, văile se lărgesc, se transformă în depresiuni subsecvente, iar pe fruntea cuestelor încep să se dezvolte văile obsecvente. Ele dau înşeuări de creastă, fac să reculeze frontul, desprind martori structurali. Este faza cînd vechiul front unitar se festonează în faţete cu aspect trapezoidal sau triunghiular (fig. 232). Altitudinile absolute şi relative se reduc. Începe evoluţia descendentă. Fundul depresiunii subsecvente, care este o suprafaţă de eroziune, se extinde tot mai mult în detrimentul frontului ce se retrage. Cuestele devin din ce în ce mai neînsemnate, iar suprafaţa ocupată de ele tot mai restrînsă. Relieful îşi pierde amprenta structurală şi se transformă într-o cîmpie de eroziune cu martori, care adesea au formă asimetrică şi se înşiră pe aliniamentul vechii cueste. Hidrografia se reduce ca densitate şi îşi pierde, în cea mai mare parte, caracterul structural.

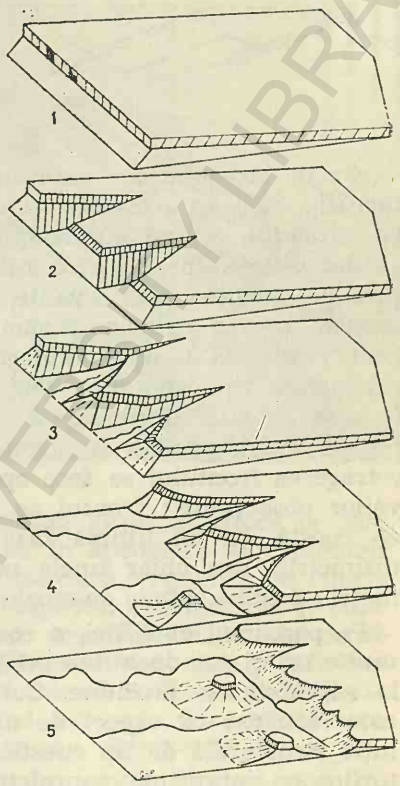


Fig. 232. — Evoluţia frontului cuestei.

În natură, sînt rare regiunile de cueste care să fi pornit în evoluţia lor actuală de la o cîmpie monoclinală de tip litoral. Crestele celor mai multe şiruri principale de cueste se aliniază într-o suprafaţă mai

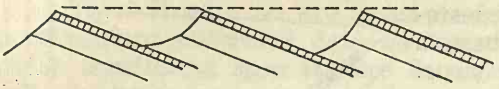


Fig. 233. — Cueste derivate dintr-o suprafaţă de eroziune.

veche de eroziune din care s-au detaşat ulterior, în urma unei reînălţări (fig. 233). În acest caz, reţeaua principală nu are prea mare legătură cu structura, ea impunîndu-se epigenetic sau consecvent cu sensul înălţărilor ultime. În faza ridicărilor au loc remanieri, cu tendinţa de a se produce adaptări subsecvente. De remarcat însă că, în cele mai multe cazuri, reţeaua principală rămîne cea epigenetică sau cea consecventă, chiar şi în faza de maximă degajare a cuestelor. Apare totuşi, ca specific, reţeaua de tip dreptunghiular, precum şi frecvenţa cuestelor dedublate. În rest, evoluţia urmează calea anterioară : văile se adîncesc vertical (şi nu pe strat), punînd în evoluţie noi trepte de cuestă (duble, triple) ; retragerea frontului se face apoi prin procese de versant şi prin atacul văilor obsecvente ; frontul se fragmentează, apar faţete şi promontorii de cuestă, iar în ultimă fază rămîn martori, aliniamente de martori disimetrici sau chiar unele mici cueste cu altitudini de numai cîţiva metri ; domină cîmpia de eroziune.

Pe parcursul evoluţiei, o zonă de monoclin poate fi reînălţată de mai multe ori şi tot de atîtea ori putea să atingă o evoluţie înaintată, pînă la suprafeţe de eroziune. Cum fiecare din acestea păstrează încă cueste restrînse cu aspect de martori, care apoi reintră sau nu în evoluţie structurală de tip cuestic, apare greutatea separării exacte a martorilor ce reprezintă suprafeţele de eroziune faţă de cei care au rezultat din simpla evoluţie structurală. Asemenea situaţii se găsesc în Podişul Someşan.

5. IMPORTANŢA RELIEFULUI DE CUESTĂ

Acest tip de relief prezintă multe avantaje de natură economică. Ele rezultă din extinderea mare a regiunilor de monoclin, din altitudinile relativ joase, dar mai ales dintr-o serie de caractere care le imprimă o diversitate repetabilă pe distanţe nu prea mari. Aici, coexistă fîşii foarte netede ale fundurilor de văi sau de depresiuni, cu coaste şi spinări monocline ce îmbracă adesea formă de deal. Unele sînt bune pentru agricultură, altele pentru cultura pomilor şi a viţei-de-vie (fruntea), iar spinările pentru păşuni sau pădure. Orientarea spre soare şi faţă de vînturi a şirurilor de trepte, inclusiv a bazinelor obsecvente, diversifică şi mai mult procesele de pantă şi respectiv modul

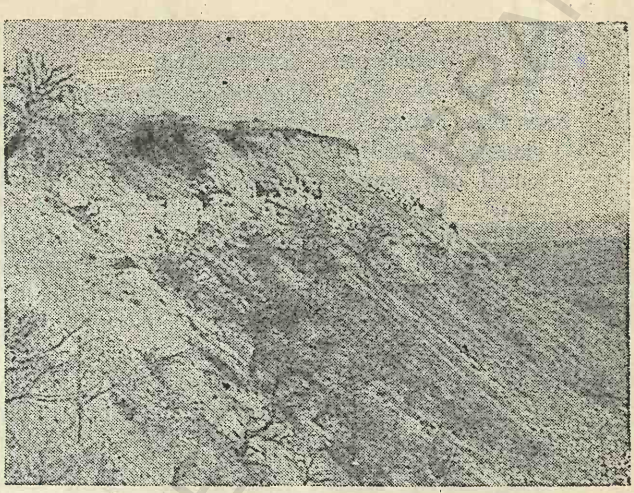


Fig. 234. — Exploatarea calcarului pe frunte de cuestă la Căpuş (foto, Gr. Posea).

local de folosinţă al terenului. Aşezările găsesc locuri prielnice la baza frontului, deoarece sînt ferite de vînt şi au în apropiere aliniamentele de izvoare de pe spinarea cuestei opuse. Totodată, regiunile de cuestă, avînd fundament rigid, sînt şi stabile sub aspectul seismicităţii şi chiar al alunecărilor de teren ; uneori, se produc totuşi prăbuşiri ale cornişelor dure, cum se întîmpla pe Cetăţuia Clujului, dar care pot fi consolidate uşor dacă interesele economice o cer (Gr. Posea, 1963, *b*). Nu sînt excluse nici alunecările, atunci cînd sub roca dură există strate masive de argilă ; ele pot fi consecvente sau obsecvente.

Cînd fruntea retează o varietate de strate, unele din ele pot prezenta interes economic şi sînt exploatate la zi ; de exemplu, calcarele, dar mai ales fierul oolitic de pe Căpuş, sînt exploatate în acest mod (figura 234).

Cuestele au şi un rol negativ în dezvoltarea reţelei de drumuri. Astfel, cînd aliniamentele de cueste sînt bine dezvoltate, trecerea transversală, cu şosele şi căi ferate, devine aproape o imposibilitate.

D. RELIEFUL DOMURILOR

În cadrul structurilor orizontale şi monocline se întîlnesc, din loc în loc, porţiuni uşor bombate, denumite domuri. Bombările pot fi circulare, alungite sau cu caracter de brahianticlinal. Stratele din partea centrală, sau nucleul, sînt aproape totdeauna mai înclinate, respectiv mai cutate, decît părţile laterale. Bazinul Transilvaniei este renumit în asemenea structuri. Ele nu dau însă forme structurale decît în cazul unor

diferenţieri de duritate a stratelor, sau cînd bombarea structurii coincide cu o bombare topografică.

Modul cel mai specific de evoluţie structurală al acestei forme este aşa-zisa golire a domului. Pe el se formează o reţea hidrografică divergentă ; unul din pîraie se adînceşte, prin eroziune regresivă, sub stratul dur, dezvoltîndu-şi repede, în rocile moi, un bazin de recepţie circular. Începe golirea domului de către afluenţii acestui pîrîu. Pe partea cea mai înălţată se va forma o excavaţie, respectiv o inversiune de relief. De jur împrejurul acesteia se degajează o cuestă circulară, întreruptă, la ieşirea rîului, de o clisură. De o parte şi alta a clisurii străjuiesc cornişe şi cueste faţă în faţă. Frontul domului este împînzit de mici bazine torenţiale obsecvente, iar pe centru se înşiruie, ordonat sau haotic, martori de eroziune. Aceştia sînt, la origine, martori structurali ; foarte puţini însă mai poartă căciula structurală (fig. 235).

Dacă în adîncime sînt descoperite noi strate dure, atunci evoluţia se complexează, în sensul că şi acestea vor da cueste circulare, dar mult mai puţin perfecte. Se va multiplica în schimb numărul, forma, altitudinea şi modul de dispunere al martorilor structurali, precum şi unele combinări de văi scurte subsecvente şi obsecvente.

Cînd valea colectoare ajunge la profil de echilibru, butoniera se lărgeşte, martorii se reduc, iar partea de jos a domului ia aspect de cîmpie ; privită de sus, apare ca o groapă enormă. În asemenea forme, ferite total de vînt, sînt instalate case sau chiar sate.

Dacă domul este redus ca extensiune, iar rocile predominante sînt argile şi marne, atunci golirea poate să nu aibă loc. Alunecările şi torenţialitatea îl atacă circular, partea superioară căpătînd, pentru un timp, formă de cupolă structurală (fig. 236). Ceva similar se creează pe domul Cetatea de Baltă din Podişul Tîrnavelor (N. Josan, 1969).

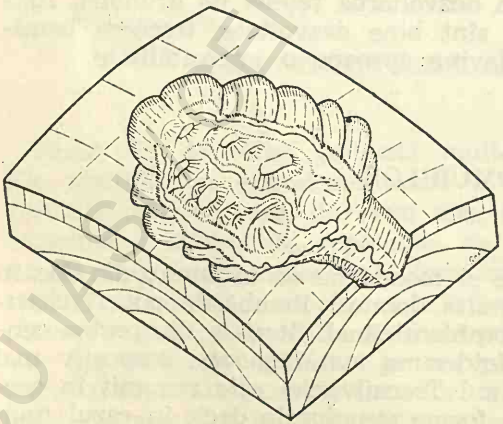


Fig. 235. — Dom golit (butonieră).

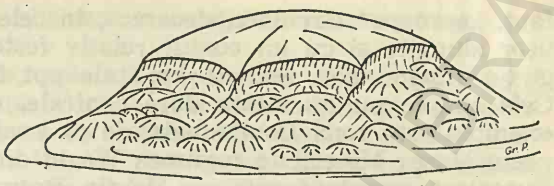


Fig. 236. — Alunecări de dom.

Evoluția morfo-structurală a unui dom poate să înceapă și de la o suprafață de eroziune, realizată într-un ciclu evolutiv anterior, și care este pe cale de reînălțare. Gama formelor amintite nu este exclusă în asemenea situații, dar, cel mai adesea, peste dom se impune epigenetic sau chiar antecedent un rîu. Acesta poate reteza domul în două, valea gîtuindu-se pe acest loc și dînd cueste față în față; alteori îl retează pe o margine, făcîndu-l să evolueze asimetric.

Bombările alungite ocupă, de obicei, suprafețe mult mai extinse decît domul. Ele evoluează pe același sistem de golire, forma creată purtînd numele de b u t o n i e r ă. Ea poate fi deschisă într-o singură parte, ca butoniera ocupată de satul Leghia (excavată în calcarul eocen, pe un afluent al Nadeșului), sau în două direcții de o vale ce o retează longitudinal, cum este cea de la Jibou. Restul formelor sînt similare domurilor golite, dominînd aici cuestele față în față și văile subsecvente. Totodată, are loc o complexare impusă de sîmburele butonierei. Acesta, avînd strate mai înclinate și mai dure, poate degaja o bombare centrală, delimitată de două butoniere simple, fiecare cu cîte o vale sau depresiune subsecventă. Așa-numita „Pays de Bray", din Normandia, a fost descrisă ca exemplu, iar D e M a r t o n n e a încercat să generalizeze denumirea („bray") pentru orice butonieră golită în astfel de structuri (fig. 237); fiind vorba de un caz particular, nu s-a încetățenit.

Tipuri de butoniere. Butonierele se clasifică după conturul extern și după complexitatea interioară impusă de sîmburele mai cutat și de stratele sale dure (C h a r d o n n e t, 1955). O primă categorie o reprezintă b u t o n i e r e l e c i r c u l a r e sau domurile golite. Ele sînt, de

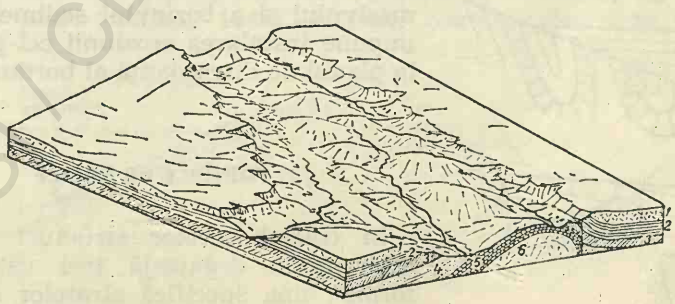


Fig. 237. — Pays de Bray (după E m m. d e M a r t o n n e).

fapt, „aproape" circulare, deoarece, în cele mai multe cazuri, sînt totuşi uşor alungite şi cu un contur relativ festonat. Butonierele alungite ating uneori zeci de km ; ele pot fi simple sau complexe. Cele simple nu au strate dure centrale, care să complice relieful. Un exemplu este zona Boullonnais, de pe coasta franceză, care se continuă peste Marea Mînecii în regiunea Weald din Anglia (Martonne, 1948). Butoniera complexă este cea de tip Bray, cu un sîmbure dur, central, cu văi şi depresiuni subsecvente, laterale.

E. RELIEFUL STRUCTURILOR DISCORDANTE

Acest tip este compus din două stiluri structurale diferite, despărţite printr-un plan de discordanţă. De obicei, se socotesc a fi discordante stratele sedimentare dispuse peste o suprafaţă de eroziune sau peste un relief relativ accidentat (fig. 238), precum şi pînzele de şariaj. Pentru ca această structură complexă să creeze reliefuri specifice sînt necesare două condiţii : prima, ca planul de discordanţă şi structura inferioară să fie scoase la zi de către eroziune pe spaţii relativ mari, iar a doua, din punct de vedere litologic structura de bază să fie mai dură.

Condiţiile genetice pentru formarea unor astfel de structuri s-au realizat pe marginea masivelor vechi, în special hercinice, dar şi în alte situaţii cum ar fi sîmburii cristalini ai lanţului carpatic, formaţiuni eruptive sau chiar sedimentar mai dur (calcare, gresii cuarţitice), modelate într-un ciclu avansat de eroziune. Peste tot, în aceste condiţii, pentru a se degaja forme specific discordante, sînt necesare cel puţin următoarele trei etape evolutive : o etapă de erodare avansată (chiar peneplenare) care afectează masive cu roci dure ; o alta, de sedimentare ce cuprinde şi bordura masivului, determinată de scufundări sau de transgresiuni ; o ridicare a masivului şi a bazinului sedimentar, care impune instalarea eroziunii cel puţin pînă la planul de discordanţă al bordurii.

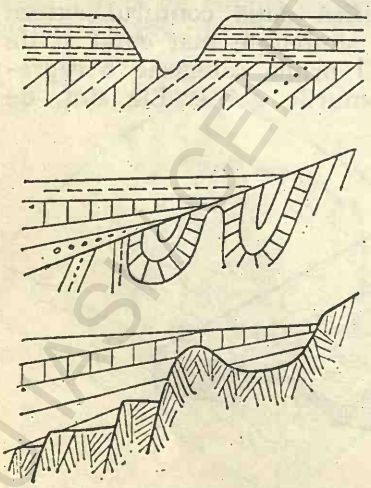


Fig. 238. — Structuri discordante.

1. FORMELE DE RELIEF

În cadrul acestor structuri eroziunea diferenţială degajează trei categorii de forme : una specifică stratelor de deasupra, alta celor subiacente şi formele „discordante". Primele două nu se realizează

totdeauna în plenitudinea lor, din cauza relațiilor reciproce care pot duce la atenuări.

Formele specifice, discordante, prezintă o oarecare diferențiere, după aspectul planului de discordanță. Dacă acesta este o peneplenă (specifică pentru masivele hercinice) se formează: depresiuni de contact, peneplene exhumate, la care se adaugă și cueste. Dacă planul de discordanță reprezintă un relief accidentat, atunci iau naștere: văi sau chei supraimpuse (epigenetice), depresiuni suspendate și reliefuri exhumate.

a) *Depresiunile de contact* sînt cunoscute mai ales sub numele de depresiuni periferice, deoarece se dezvoltă în toată splendoarea lor pe marginile masivelor hercinice. Prima denumire pare mai adecvată, din punct de vedere genetic. Ele se formează totdeauna la contactul marginal dintre stratele dure ale fundamentului și cele moi ale bazinului sedimentar. Eroziunea diferențială, mai ales cea de tip areal, face ca acestea din urmă să reculeze pe un aliniament frontal, paralel cu linia de bordură. În roci moi, reculul este rapid și, ca urmare, se realizează un abrupt de tip coastă; cînd există și un strat mai dur, ele devin adevărate cueste. Acestea au frontul orientat spre masiv, prezentînd adesea întrînduri, festonări și pierderi. În fața coastei se lărgește tot mai mult depresiunea de contact, ca un tip aparte de depresiune subsecventă (fig. 239). Pe ea se pot instala și văi subsecvente sau văi de contact, care, cu timpul, se vor încătușa în masiv.

În profil transversal, depresiunile sînt asimetrice, versantul lin fiind de partea masivului, iar cel abrupt către bazinul sedimentar devenit podiș. Există și depresiuni simetrice, mai ales cînd contactul se face prin flexuri sau falii (fig. 240). În ce privește forma și continuitatea lor, pot apărea situații diverse, de la depresiuni periferice, dispuse aproape continuu în jurul unui masiv, pînă la mici bazinete de contact înșirate la intrarea rîurilor „consecvente" în bazinul sedimentar. Pe marginea masivelor, nivelate uniform și reînălțate sub formă de bombare sau basculate, depresiunile de contact sînt deosebit de extinse acolo unde peneplena cade lent sub sedimentar. Acestea sînt adevăratele depresiuni periferice, cum este „Terre Plaine", formată la contactul cu Morvanul de N (De Martonne, 1948). Alteori, continuitatea este întreruptă

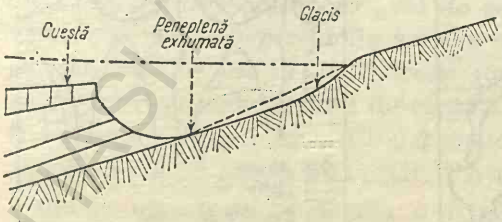


Fig. 239. — Depresiune de contact.

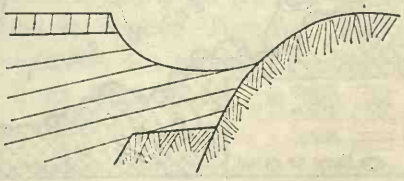


Fig. 240. — Depresiune de contact (simetrică).

de pinteni sau porţiuni din masiv, în care valea de contact s-a încătuşat oprind reculul abruptului, ca în cazul depresiunilor Sibiu şi Sălişte (fig. 241). Unde rîurile principale, ce coboară din masiv, nu devin văi „subsecvente", iar sedimentarul nu prezintă alternanţe de strate dure cu moi, se formează numai bazinete de contact legate între ele prin înşeuări (fig. 242) ; astfel de situaţii se găsesc la contactul lanţului vulcanic cu Podişul Transilvaniei.

b) *Peneplena exhumată* reprezintă aproximativ fundul depresiunii, sau suprafaţa de discontinuitate care s-a descoperit pe încetul, o dată cu reculul abruptului sedimentar (v. fig. 239). Înclinarea sa îi dă, cel mai adesea, formă de g l a c i s ; el a rezultat fie din cauza ridicărilor peneplenei masivului sub un unghi redus, fie din cauza eroziunii de bordură, ce s-a produs în timpul sedimentării sau o dată cu formarea depresiunii de contact (v. fig. 239). Răspîndirea largă a glacisurilor de eroziune, în jurul unor astfel de masive, poate să impună şi concluzii false referitoare la înălţări de tipul bombărilor, deşi acestea nu sînt de loc excluse. De cele mai multe ori, peneplena exhumată nu apare uniformă ci cu martori din sedimentar, erodată pe alocuri mai mult, iar cînd văile s-au adîncit puternic, sub planul de discordanţă, capătă aspect de crupe deluroase.

c) *Văile supraimpuse*, sau epigenetice, sub forma lor cea mai specifică, au aspect de chei (chei epigenetice). Este vorba de văi care s-au născut pe sedimentar şi a căror direcţie de curgere a fost impusă, o dată cu adîncirea, şi structurii de sub planul de discordanţă. În acest sens, general, toate văile ce au depăşit suprafaţa fosilă sînt epigenetice. Cu timpul, sedimentarul este înlăturat prin eroziune şi, dacă valea nu păstrează anumite „anomalii" impuse de structura superioară, dovezile

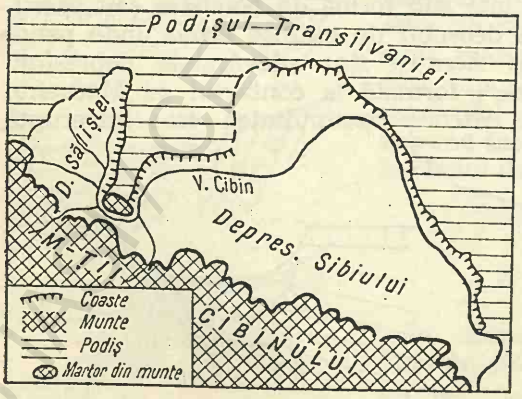


Fig. 241. — Depresiunea de contact Sibiu-Sălişte.

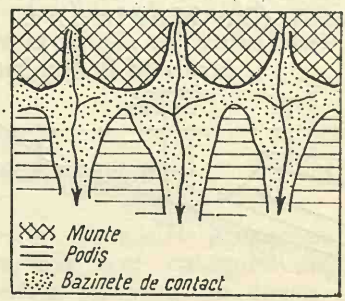


Fig. 242. — Bazinete de contact.

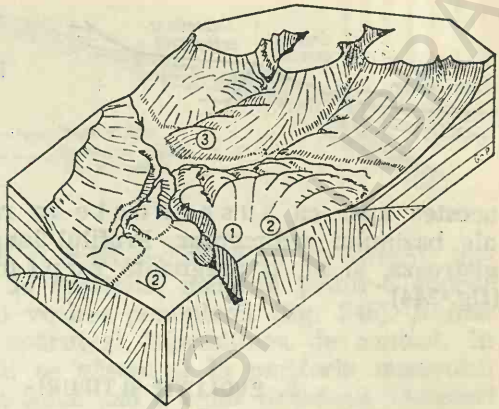


Fig. 243 — Relief în structură discordantă:
1 — vale epigenetică; *2* — relief (peneplenă) exhumat; *3* — depresiune suspendată.

epigenezelor dispar. De aceea, obișnuit, termenul se restrînge numai pentru acele cazuri sau sectoare unde văile pătrund dintr-o zonă depresionară într-o culme sau „insulă" de roci mai dure și în care se încătușează, deși aparent ar fi putut să urmeze, în continuare, unitatea depresionară (fig. 243). Astfel de văi, epigenetice, se dezvoltă în reliefurile ușor accidentate, care au fost acoperite de sedimentar, așa cum s-a întîmplat cu bordura Carpaților Apuseni. Bordura acestora — formată din strate cristaline, mezozoice și pe alocuri chiar paleogen — era fragmentată în crupe, martori și uneori chiar văi subsecvente săpate sub nivelul calcarelor, atunci cînd a fost fosilizată de stratele moi tortonian-sarmațiene și apoi de pontian. O dată cu înălțările de la sfîrșitul pliocenului, văile s-au dirijat conform cu recenta pantă neotectonică și s-au impus uneori perpendicular pe vechi crupe, cueste sau direct în martori duri ; așa sînt cheile Turzii, cheile de la Morlaca (lîngă Huedin) etc.

d) *Depresiunile suspendate* se formează în spatele cheilor epigenetice, datorită rocilor mai moi de aici. Eroziunea diferențială și mai ales cea areală de versant, lărgește spațiul de văi de la contactul cu bara mai dură. Se pot dezvolta chiar „văi de contact", pe principiul celor subsecvente (fig. 243). Depresiunile acestea au adesea formă de b a z i n e t suspendat, cum e cel de la Petrești (în spatele cheilor Turzii) ; alteori reprezintă vechi depresiuni de contact exhumate. Un asemenea ultim caz îl reprezintă depresiunea Chiuzbaia (de lîngă Baia Mare), pe cale de a fi exhumată de sub pontian (Gr. P o s e a, 1957).

Cheile constituie totdeauna o frînă pentru transmiterea eroziunii regresive ca și pentru transportul materialelor aluvionare din amunte. De aceea eroziunea, în depresiunile din amunte, rămîne în întîrziere, iar

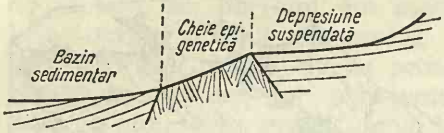


Fig. 244 — Vale epigenetică în profil longitudinal.

acestea apar ca suspendate în raport cu depresiunile marginale ale bazinului sedimentar. Profilul longitudinal al văii epigenetice înregistrează, şi el, o pregnantă ruptură de pantă în dreptul cheii (fig. 244).

2. EVOLUŢIE ŞI TIPURI

Evoluţia zonelor cu reliefuri discordante presupune, aşa cum s-a arătat, minimum trei etape distincte şi anume : eroziunea structurilor de bază pînă aproape de nivelare (peneplenare), sedimentarea bordurii sau chiar a întregului masiv, şi, înălţarea sa, urmată de un nou ciclu eroziv ce pune în evidenţă ambele structuri. Tipurile de reliefuri discordante, care pot lua naştere în ultima etapă evolutivă, sînt diverse şi, în mare, ele sînt impuse de următoarele cauze : înclinarea suprafeţei masivului la zona de contact (înclinată uşor ca un glacis, puternic înclinată şi, contact în falie sau flexură), gradul de fragmentare a reliefului fosil, diferenţa de duritate între masiv şi stratele acoperitoare, adîncimea şi tipul eroziunii. Un masiv cu peneplenă uşor înclinată dă o depresiune largă şi asimetrică, pe cînd unul ce se termină prin falie va impune o depresiune mai îngustă şi simetrică. O bordură fragmentată şi fosilizată va duce la chei epigenetice şi depresiuni suspendate. Existenţa unor strate moi şi cu grosimi apreciabile, degajează, deosebit de repede, coaste, iar pe margine depresiuni de contact, bine conturate. Cînd văile abia au atins masivul din fundament, depresiunile se conturează bine, iar cînd rîurile s-au adîncit mult, acestea se fragmentează sub formă de umeri. Pe de altă parte, unele climate, cum ar fi cele aride, nu accelerează totdeauna eroziunea rocilor moi şi deci crearea depresiunilor de contact etc.

Din combinările diverse, indicate mai sus, pot rezulta o serie de tipuri, unele din ele reprezentînd numai stadii evolutive mai îndelungate, şi din care descriem sumar cîteva. Primele tipuri apar la contactele masivelor vechi, iar ultimele la cele alpine.

Tipul Morvanului de Nord se caracterizează printr-o depresiune largă şi asimetrică, cu frontul cuestei orientat spre masiv şi cu glacis lin. Uneori cuestele sînt duble, din cauza alternării de strate dure cu moi (Emm. de Martonne, 1948). Specificul acesta rezultă dintr-o peneplenă foarte puţin înclinată, aşa fel că stratele sedimentare aproape că nu s-au depus în unghi faţă de planul de discordanţă. De cele

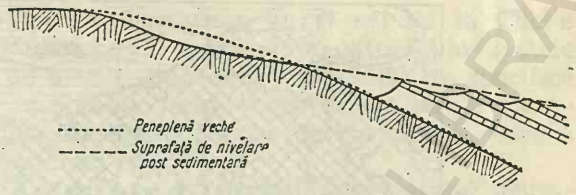


Fig. 245 — Depresiune de contact cu suprafețe în foarfecă.

mai multe ori, marginile masivului și zona sedimentară au suferit, împreună, cîte o perioadă înaintată de eroziune, marcată printr-o suprafață ce se întretaie în foarfecă cu vechea peneplenă (fig. 245). Numai în etapa ridicărilor următoare, a apărut și depresiunea de contact. În afară de Morvan, astfel de situații se găsesc și la periferia masivului Pădurea Neagră, masivul vechi din Sinai sau a celui Brazilian. Oarecari similitudini, întîlnim și la contactul cristalinului Gilăului cu sedimentarul paleogen din depresiunea Huedin, mai ales între Călățele și izvoarele Căpușului ; aici, suprafața Mărișel se taie în foarfecă cu Fărcașa.

Tipul Ardeni creează depresiuni simetrice și extinse, ca și cazul precedent. Este caracteristic spre bazinul parizian, unde contactul se face prin falie sau flexuri. Din acest motiv, versantul dinspre masiv este la fel de abrupt ca și fruntea de cuestă (v. fig. 240). Aici nu apare peneplenă exhumată, ci numai abrupt de falie. La noi, un asemenea exemplu îl formează depresiunea Mănăștur, creată la poala de nord a Masivului Preluca ce se termină printr-un abrupt de falie (fig. 246).

Tipul Preluca este acela în care depresiunea de contact se transformă, cu timpul, într-un defileu (fig. 247). La aceasta concură stratul gros de roci dure, ce vine în contact cu masivul cristalin, și o adîncire importană a rîului, ce curge de-a lungul depresiunii periferice. Masivul Preluca a fost peneplenat în prepaleogen, iar apoi fosilizat de strate eocene ; în prezent partea sa sudică vine în contact cu calcare eocene, iar valea Lăpușului s-a adîncit aici cu peste 200 m, creînd un defileu dintre cele mai tipice. Pe alocuri, defileul este încătușat total în cristalin, dar el a pornit de la o depresiune de contact.

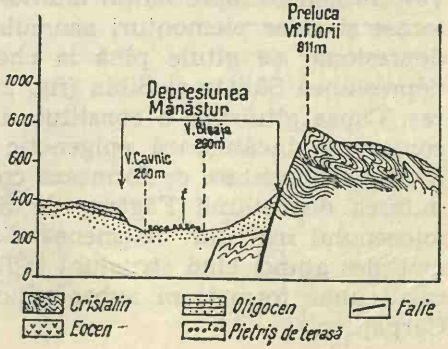


Fig. 246 — Depresiune de contact de falie.

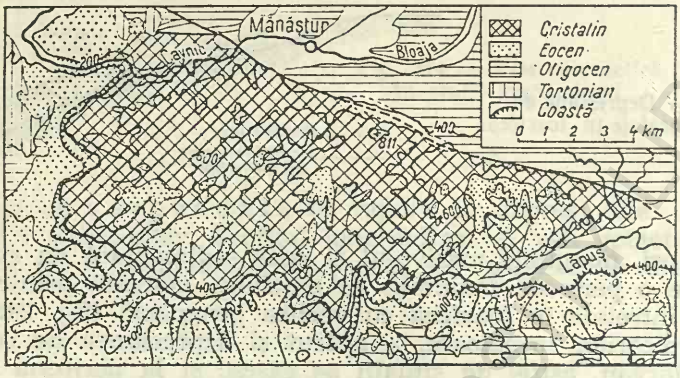


Fig. 247 — Masivul Preluca și defileul Lăpușului.

Masivul Bohemian poate fi socotit un subtip al celui anterior, în sensul că structura acoperitoare este abia la începutul îndepărtării sale și numai unele văi, cum ar fi Elba, au atins, cu talvegul, soclul peneplenat. Un asemenea stadiu se observă chiar în Praga unde afluenții Vîltavei încep să se adapteze structurii apalașiene a masivului.

Tipul Dobrogei centrale se caracterizează prin lipsa depresiunilor de contact, impusă de două cauze : duritatea rocilor sedimentare puse în contact, care este oarecum egală cu cea a masivului și, în al doilea rînd înălțările post sedimentare, care au fost reduse. Dobrogea centrală, formată din șisturi verzi, are contact, în nord, cu cretacicul podișului Babadag (pe falia Pecineaga-Camina), iar în sud cu calcarele sarmatice, fără a da efectiv depresiuni de tipul celor periferice. Se observă totuși unele deosebiri în ce privește densitatea rețelei hidrografice și chiar adîncimea fragmentării.

Tipul Sibiu-Făgăraș se naște mai ales la contactul masivelor cristaline alpine cu bazinele sedimentare interioare (Transilvania ș.a.). Depresiunile sînt bine conturate, asimetrice, cu coaste curbate, ce privesc în general spre lanțul muntos, iar versantul opus este din glacisuri, terase și chiar piemonturi acumulative incipiente. Din loc în loc, ulucul depresionar se gîtuie pînă la chei epigenetice, cum este cazul între depresiunea Săliște și Sibiu (fig. 241) și între aceasta din urmă și Făgăraș. Cauza gîtuirilor o constituie unii pinteni cristalini în care valea de contact se încătușează epigenetic (fig. 241), sau duritatea variabilă a rocilor sedimentare ce formează contactul. Acest ultim caz a dus la delimitarea depresiunii Făgăraș de Sibiu, prin apariția la zi, în masă, a miocenului mai dur. Asemenea discontinuități de duritate se realizează mai ales atunci cînd structura sedimentarului este ușor cutată, cum este cazul unor formațiuni subcarpatice la contactul cu roci mai dure ale Carpaților.

Tipul clisurilor epigenetice, cum ar fi cel de la Cheile Turzii, se caracterizează prin depresiuni suspendate, situate în spatele unor bare fierăstruite adînc de o vale epigenetică. Deosebit de specifice apar atunci cînd pe bordura masivului vechi, acoperită de strate mezozoice, s-a realizat un relief uşor accidentat, chiar de tip cuestic, care a fost fosilizat apoi de sedimentar mai nou.

Tipul bazinetelor de contact se întîlneşte tot pe marginea lanţurilor muntoase tinere. Este vorba de văi, relativ rare, care pătrund din munte în podiş sau în unele depresiuni înalte, menţinîndu-şi direcţia perpendiculară (v. fig. 242). De obicei, nu se realizează depresiuni, ci mici bazinete erozionale. Pe contactul dintre lanţul vulcanic şi Podişul Transilvaniei, inclusiv Depresiunea Copalnicului, se schiţează astfel de bazinete, la ieşirea văilor din munte.

Importanţa zonelor cu reliefuri dezvoltate în structuri discordante este variată. Ele ajută la descifrarea etapelor şi raporturilor evolutive dintre masiv şi bazinul sedimentar. Sub aspect economic, prezintă peisagii foarte variate, uneori pitoreşti, cu o viaţă economică intensă. Reţeaua hidrografică este mai rară ca în jur, iar fruntea cuestelor poate avea alunecări sau alte aspecte specifice acestor forme.

F. RELIEFUL STRUCTURILOR CUTATE

Dacă relieful structurilor suborizontale şi monoclinale este specific bazinelor sedimentare cu aspect de podiş, iar cel discordant zonelor de bordură, relieful structurilor cutate caracterizează mai ales lanţurile muntoase şi submuntoase. Structura cutată este aceea în care stratele sînt dispuse ondulat. O cută obişnuită se compune dintr-o arcuitură convexă numită anticlinal şi una concavă — sinclinal (fig. 248). Linia ce uneşte punctele de altitudine maximă ale anticlinalului for-

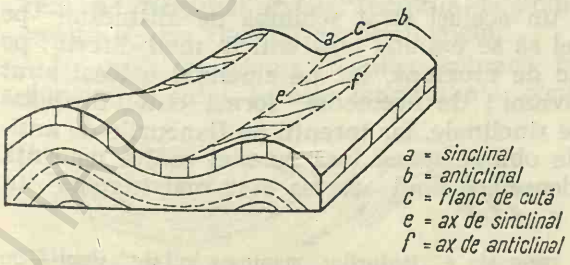


Fig. 248 — Relief „cutat".

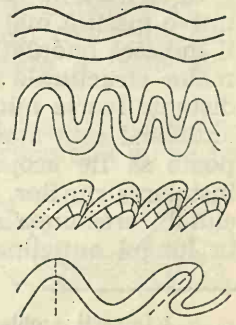


Fig. 249 — Tipuri de cute.

mează axa sa, iar opusul ei este axa sinclinalului. Între anticlinal şi sinclinal legătura se face prin flancurile cutei. Pentru morfologie au importanţă şi alte elemente cum ar fi : amplitudinea cutei (distanţa pe verticală măsurată între convexitatea şi concavitatea aceluiaşi strat), dispunerea planului axial al cutei (vertical, înclinat, orizontal) etc.

Există diferite clasificări ale cutelor, descrise în manuale de geologie sau de geomorfologie structurală (I. Dumitrescu, J. Chardonnet, L. U. de Sitter ş.a.). Pentru relieful structural interesează cu precădere anumite tipuri cum ar fi : cutele simetrice, asimetrice, deversate ; apoi cutele largi, strînse (fig. 249) ; cute lungi, brahianticlinale, domuri ; cute diapire, cute de suprafaţă ; cute de fund ; pînze de şariaj. Cîteva cuvinte se impun pentru ultimele două categorii ; cutele de fund au amplitudini mari pe verticală, se formează în timp îndelungat, se extind pe zeci de kilometri şi dictează obişnuit liniile generale ale reliefului unor regiuni, în sensul că anticlinalele dau aliniamente de culmi principale, iar sinclinalele determină depresiuni ; pînzele de şariaj sînt nişte pachete importante de strate, ce au „alunecat" pe distanţe mari peste altele (autohtonul), ondulîndu-se în acelaşi timp.

De obicei, într-o regiune nu există un singur tip de cute, dar există unul dominant. În funcţie de această preponderenţă regională se delimitează trei tipuri : jurasian (cu cute largi şi uniforme), subalpin sau subcarpatic (cu cîteva variante — dar în general cutele sînt mai strînse, mai înalte şi adesea deranjate tectonic) şi tipul şariat. Ultimul reprezintă, în fapt, o îmbinare între tipul cutat şi discordant, iar cînd este tratat aparte înglobează aspectele evolutive ale unui întreg lanţ muntos, depăşind deci cadrul structural propriu-zis, trecînd şi la cel morfo-tectonic (vezi de exemplu Emm. de Martonne, 1948 ; J. Chardonnet, 1955 ; J. Tricart şi A. Cailleux, 1963)[1].

1. FORMELE DE RELIEF

În structurile cutate, eroziunea diferenţială joacă rol important, totuşi, într-o măsură mai redusă faţă de structurile anterioare. Conturul pe care îl îmbracă ondulaţiile cutelor trece adesea pe prim plan în degajarea formelor structurale ; faptul că un acelaşi strat schimbă de altitudine pe distanţe foarte mici, face ca el să se expună eroziunii în mod diferit : pe anticlinal este atacat puternic de eroziune, iar pe sinclinal acelaşi strat poate să fie acoperit de aluviuni ; de asemenea, forma cutei dirijează instalarea rîurilor, de obicei pe sinclinale, iar torenţii pe flancurile de anticlinal ; eroziunea regresivă de obîrşie atacă însă cu mai multă uşurinţă în lungul anticlinalelor, cu deosebire cînd acestea sînt mai înguste în

[1] Întrucît problema evoluţiei regionale a „lanţurilor muntoase cutate" suscită un spaţiu mare, pentru a nu fi schematizată la maximum nu o tratăm, deocamdată, în acest manual.

raport cu sinclinalele vecine (fig. 250). Circulația apelor freatice este diversă în sinclinal față de anticlinal, pe aceasta din urmă ajutînd la accelerarea eroziunii (fig. 251). În ansamblul condițiilor anterioare nu este însă de neglijat nici alternanța de strate dure și moi.

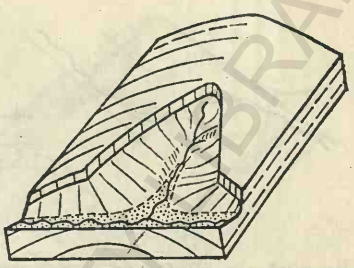


Fig. 250 — Eroziune regresivă pe anticlinal.

Principalele tratate de geomorfologie împart formele structurale „cutate" în două categorii: primitive și derivate (Emm. de Martonne, pag. 702, 1948; J. Chardonnet, pag. 126, 1955). Sensul de „primitiv" se referă la următoarele aspecte: o concordanță directă între cutele inițiale apărute la zi și formele de relief, o concordanță directă între forme și ondulațiile cutelor chiar cînd acestea nu reprezintă stratele superficiale inițiale și, în al treilea rînd, e vorba de forme care s-ar situa totdeauna la începutul unei serii evolutive structurale, care se încheie cu formele „inverse" sau derivate.

Formele primitive sînt: văile de sinclinale și culmile de anticlinale; cînd cuta se bolțește spre în sus dă interfluviu, iar buclarea spre în jos impune o vale. Formele derivate au o concordanță inversă față de structură și anume: pe anticlinale apar scobituri de tipul butonierelor sau văilor, iar pe sinclinale se nasc interfluvii. Cercetările au dovedit însă că nu se cunosc forme concordante grefate direct pe stratul primar, cutat, apărut la zi, că formele de inversiune nu derivă obligatoriu din cele „primare" și, există posibilitatea ca și formele „primare" să se nască din cele „derivate". De aceea, este mai nimerită subîmpărțirea în: forme direct concordante cu structura și forme de concordanță inversă.

a) *Formele de concordanță directă* sînt: văile de sinclinal, culmile de anticlinal și, în anumite cazuri, clisurile.

— Valea de sinclinal („val" după o denumire din Jura) se dirijează în mare pe axa buclei concave. Aproape niciodată însă albia văii nu este pe același strat cu cel care formează culmea de anticlinal ci, sau mai sus (fig. 252), sau mai jos. Situația primă este mai frecventă, deoarece pe sinclinal există tendința acumulării temporare a materialelor venite de pe flancurile anticlinalelor.

În profil transversal, valea îmbracă formă simetrică sau asimetrică după tipul cutei. În sens longitudinal, concordanța structurală nu se rea-

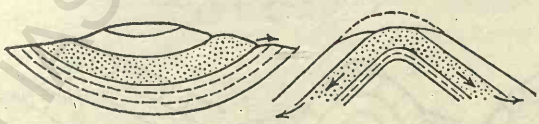


Fig. 251 — Mersul apelor freatice în structuri cutate.

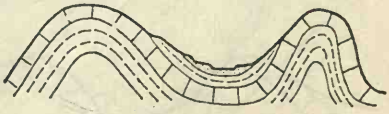


Fig. 252 — Vale de sinclinal.

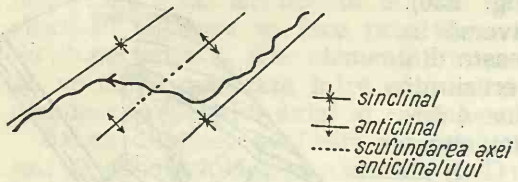


Fig. 253 — Trecerea peste anticlinal.

lizează pe distanțe prea mari, valea trecînd adesea în sinclinale vecine. Trecerea se poate face prin locuri de lăsare ale axei anticlinalului. Cînd lăsarea axei atinge nivelul sinclinalului sau chiar îl depășește, trecerea rîului și respectiv înșeuarea peste anticlinal poate fi socotită concordantă (fig. 253).

Văile de sinclinal au o serie de afluenți, de tip torențial, care coboară perpendicular de pe flancurile anticlinalului ; sînt un fel de văi consecvente denumite, în Jura, r u z u r i (ruz). Ele au ca nivel de bază local sinclinalul, peste care dezvoltă conuri de dejecție.

— C u l m e a d e a n t i c l i n a l („mont" — în Jura) este un interfluviu, sau un aliniament de înălțimi axate în principal pe o cută anticlinală. Suprafața topografică nu reprezintă niciodată partea cea mai superioară a cutei primitive, ci un strat interior dezvelit prin eroziune, care este mai dur și și-a păstrat integritatea ca buclă. De asemenea, forma topografică nu coincide integral cu un același strat nici longitudinal, dar mai ales pe flancuri (fig. 254). Forma culmii împrumută adesea pe cea a cutei, adică poate fi simetrică, asimetrică, îngustă sau lată (cînd cuta este largă). Dacă cutele au un flanc flexurat, sînt revărsate sau de tipul brazdelor, culmea devine o creastă, cu aspect de cuestă sau de hog-bac („crêt", în Jura).

b) *Formele de concordanță inversă* se adaptează indirect structurii, în sensul că într-un anticlinal se poate scobi o vale și vice-versa pe sinclinal. Aceste forme sînt : butoniera, valea de anticlinal și sinclinalul suspendat. Ele sînt acompaniate de unele forme structurale concordante sau „discordante", cum ar fi cuestele și clisurile.

— B u t o n i e r a d e a n t i c l i n a l este o excavație elipsoidală, scobită pe locurile unde axa anticlinalului prezintă înălțări maxime. Se formează prin eroziunea regresivă a ruzurilor. Torentul care atinge cu izvoarele axa anticlinalului și în special bombările acesteia, dezvoltă o eroziune pe sistemul „golirii domurilor", creîndu-și un bazin torențial adînc, de

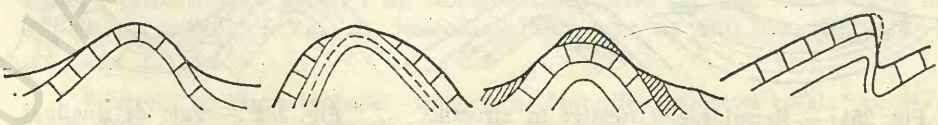


Fig. 254 — Culmi de anticlinal.

formă elipsoidală, denumit în Jura „combe" (fig. 255). Cele mai tipice butoniere se realizează cînd anticlinalul are un strat dur relativ subțire, iar nucleul său e compus dintr-un strat moale și gros ; golirea se face cu multă ușurință, iar stratul dur este subminat în boltă, dînd mici prăbușiri.

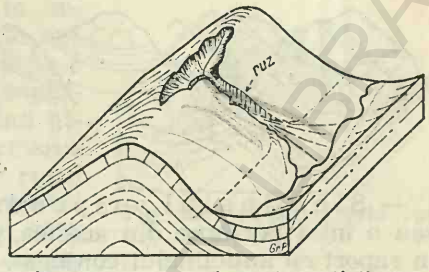


Fig. 255 — Butonieră de anticlinal.

— Valea de anticlinal se dezvoltă ca afluent al unui rîu principal, care retează cuta în sens transversal (clisură). Sub bolta dură a anticlinalului, eroziunea torențială atacă stratul moale și înaintează regresiv pe ax ; găsind condiții propice, torentul poate lua proporții de semi-butonieră ; cu timpul se alungește, înglobează butonierele create de ruzuri și devine o adevărată vale (fig. 256). Dacă se întîlnesc, din sens opus, două văi de anticlinal, ele se unesc printr-o înșeuare de obîrșie. Văile de anticlinal se dezvoltă mai repede decît butonierele de ruz și chiar decît unele văi de sinclinal, deoarece au ca nivel de bază o vale transversală situată totdeauna mai jos decît fundul sinclinalelor. Sînt cazuri cînd astfel de văi se pot adînci mai mult decît văile sinclinale vecine, și atunci, prin intermediul ruzurilor, transformate de fapt în înșeuări largi, le pot capta ; valea de anticlinal devine colector local.

Golirea anticlinalului, prin adîncirea puternică a văii este însoțită și de apariția unor adevărate cueste sau hog-bacs-uri, dispuse față în față. Dacă în adîncime eroziunea dezvelește un nou strat dur, valea de anticlinal se poate subdivide într-o butonieră dublă, sau vale dublă dacă este în stadiu avansat (fig. 257) ; în acest ultim caz e vorba de două văi subsecvente de un tip aparte. Cutele diapire dau adesea forme incipiente de butoniere sau văi duble. Dacă una din văile duble este principală, se adîncește mai repede și alunecă lateral, pe flanc, cu timpul devine vale de sinclinal : anticlinalul se va transforma într-un interfluviu, adică apar forme structurale concordante.

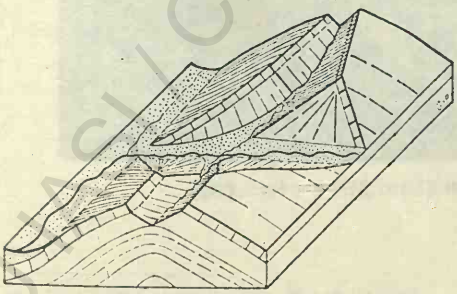


Fig. 256 — Clisură și văi de anticlinal.

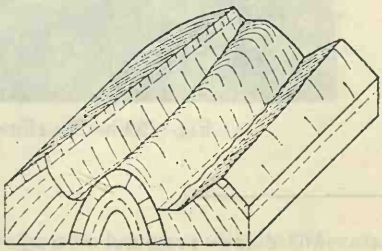


Fig. 257 — Vale dublă.

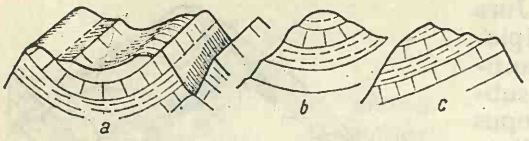


Fig. 258 — Tipuri de sinclinale suspendate.

— Sinclinalul suspendat reprezintă un interfluviu, o culme sau o mică porțiune din acestea, grefate pe un sinclinal ce apare săltat în raport cu anticlinalul conjugat, golit de eroziune. Foarte rar, se întîmplă ca sinclinalul suspendat să fi funcționat în prealabil ca vale structurală, captată în procesul evoluției de o vale de anticlinal. În acest caz sinclinalul are și forma de vale suspendată și reprezintă totodată o inversiune de relief (fig. 258, *a*). În mod obișnuit însă, e vorba de adaptări inverse, ce se realizează cînd evoluția pornește de la o suprafață de eroziune (fig. 259). Sinclinalele suspendate au, în aceste situații, formă de vîrfuri rotunjite sau, cînd ocupă numai o parte din sinclinal, sînt asimetrice (v. fig. 258, *b* și *c*). În situații și mai rare, pe anumite văi se realizează „anticlinale de creștere“ [1], iar interfluviul alăturat poate căpăta, cu timpul, aspect de sinclinal suspendat.

Cuestrele sau hog-bacs-urile, precum și treptele structurale însoțesc și sinclinalele suspendate.

— Clisurile sînt porțiuni înguste de vale care retează transversal un anticlinal sau un fascicol de anticlinale (v. fig. 256). În Jura, se

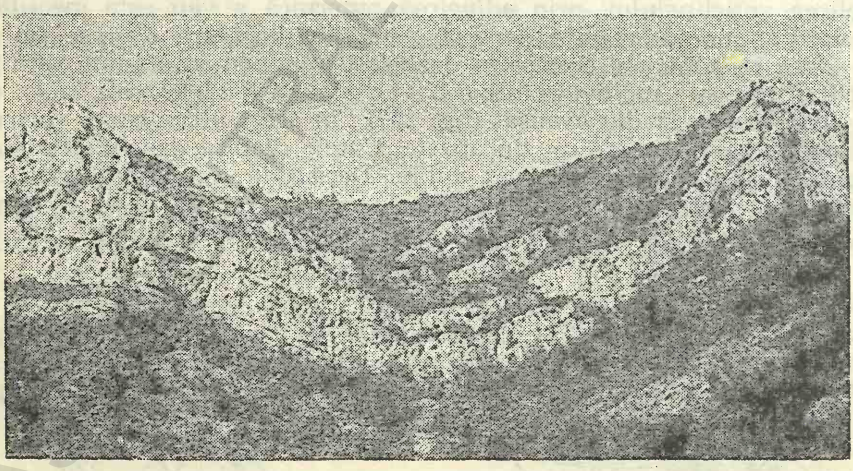


Fig. 259 — Sinclinal suspendat (foto, M. Grigore).

[1] O dată cu progresul eroziunii în adîncime, stratele de sub vale se pot ridica lent, ca o compensare izostatică, luînd forma unui anticlinal.

numesc „cluse". Ele pot lua naştere în următoarele moduri : pe lăsări axiale ale anticlinalului ; prin supraimpunere, fie de la o altă structură acoperitoare, fie de la o suprafaţă de eroziune ; prin antecedenţă, cînd hidrografia s-a instalat înainte de formarea cutei ; prin captări efectuate de către ruzul unui sinclinal mai coborît în, detrimentul unei văi de sinclinal mai ridicat (fig. 260).

Fig. 260 — Captare prin ruz.

c) *Formele structurale derivate din suprafeţe de eroziune* reprezintă o categorie intermediară în raport cu cele anterioare, dar au şi multe aspecte specifice. O astfel de suprafaţă, înălţată ulterior, face ca hidrografia principală să nu fie conformă cu structura. Nu structura influenţează direcţia eroziunii, ci reţeaua hidrografică, adîncindu-se, dă posibilitatea reapariţiei structurii, care se va manifesta în relief numai în măsura admisă de felul cum ea este retezată de rîuri (Gr. Posea, 1962, pag. 239). În principal, văile pot reteza cutele transversal, longitudinal şi oblic, dar toate aceste direcţii se pot întîlni pe distanţe mici la un acelaşi rîu. În astfel de situaţii, o importanţă mai mare capătă formele structurale de versant şi în al doilea rînd cele de culme. La noi în ţară au fost studiate în Ţara Lăpuşului şi subdivizate în acest mod.

— Formele de culme sînt : sinclinalele suspendate, care apar totdeauna ca punctele cele mai înalte ale interfluviului şi înşeuările de anticlinal, ca punctele cele mai joase (fig. 261). La acestea se adaugă, ca forme secundare, cuestele, crestele (în trepte sau zimţate) ce apar pe flancul de sinclinal sau anticlinal şi nodurile structurale[1]. Acestea din urmă sînt vîrfuri pe sinclinale, atacate concomitent de mai mulţi torenţi, care le-a ramificat în culmi dispuse digitat (fig. 262).

— Formele de versant se subdivid la rîndul lor în două, după cum valea merge longitudinal cu cutele, sau transversal. Pe versanţii cu direcţie perperdiculară (fig. 263) se deosebesc : trepte şi suprafeţe

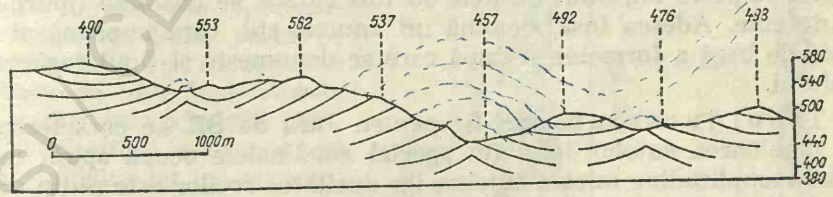


Fig. 261 — Profil pe cumpăna Dosul Cupşenilor — Lăpuş.

[1] Termenul propus de Gr. Posea (1962, pag. 240) a început să se încetăţenească; vezi de exemplu „Lucrări ştiinţifice", Inst. ped. Oradea, seria A, pg. 273, 1969.

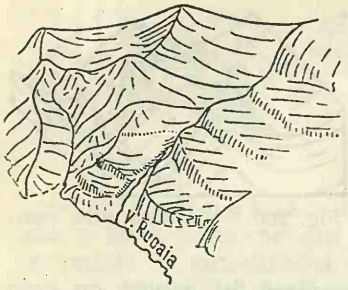


Fig. 262 — Noduri și trepte structurale.

structurale dispuse felurit (*e*, *g*); abrupturi și creste date de capetele stratelor dure și care pot fi mici sau adevărate coaste (*c*, *f*); bazine (*d*) și văi structurale care pot avea formă de butonieră (*b*), rotunjită, alungită, de vale cu fundul plat (*a*, *c*), vale asimetrică (*c*). Formele de bază sau cele tranzitorii sînt în funcție de stadiul de evoluție, de dispunerea pe anticlinal, pe sinclinal sau între ele, de poziția altimetrică între baza versantului și cumpănă (vezi și Gr. Posea, 1962, pag. 241).

Tipul longitudinal de versant poate îmbrăca trei aspecte, după cum acesta se dezvoltă pe axul cutei, pe flancul ce înclină spre rîu, sau pe flancul cu înclinare inversă (fig. 264); în ordine, se dezvoltă următoarele forme: suprafețe structurale înclinate spre rîu (cruste incipiente) despărțite de trepte orientate oblic față de vale (*x*); suprafețe mici, abrupturi orînduite aparent anarhic, martori cu aspect mamelonat (*y*); prăbușiri (*z*). La tipurile transversale și longitudinale se adaugă și alte forme izolate și mărunte, dezvoltate numai pe aripi de sinclinal sau anticlinal, cum sînt: văi duble, creste de strat, hog-bacs-uri, copîrșae structurale. Copîrșaele sînt niște forme trapezoidale, asemănătoare copîrșaelor de prăbușire și alunecare (v. fig. 41, *b*), ce se datoresc însă influențelor structurale (Gr. Posea, 1962, pag. 242).

2. TIPURI DE RELIEF „CUTAT"

Aproape peste tot, unde stratele au fost cutate, se întîlnesc tipuri diferite de cute. Adesea însă, domină un anumit stil, care imprimă și amprenta de bază a formelor și după care se denumește și tipul regional al reliefului.

a) Tipul jurasian, specific pentru Jura de SE, se caracterizează prin dominarea cutelor largi (în special sinclinalele ocupă spații mari), printr-o amplitudine mică a cutelor, iar duritatea rocilor este puțin diversificată. Se impun formele direct concordante cu structura: creste de anticlinal, văi de sinclinal, butoniere de ruz; lipsesc sinclinalele suspendate și alte forme de concordanță inversă. De remarcat că adîncimea fragmentării (amplitudinea dintre valea de sinclinal și culmea de anticlinal) este relativ mică. Rețeaua de văi se dispune în unghi drept și este cunoscută ca „hidrografie jurasiană".

b) Tipul subalpin şi subcarpatic are mai multe variante dar, în mare, se caracterizează prin următoarele : cute mai strînse şi în special cu amplitudini mult mai mari, multe accidente tectonice, care merg de la cute asimetrice la flexuri, falii şi încălecări de tipul brazdelor ; existenţa unui strat dur şi relativ gros, ce constituie scheletul cutării şi chiar al reliefului ; înălţările recente ale acestor zone au fost mai puternice spre munte, ceea ce le-a impus adesea o hidrografie transversală faţă de cute. Formele de relief dominante sînt : clisuri (de cele mai multe ori supraimpuse sau antecedente), sinclinale suspendate, văi de anticlinal ce pornesc din clisuri (lipsesc butonierele de ruz, din cauza stratului dur gros şi a dominării clisurilor) ; culmile de anticlinale au formă de creastă (nu sînt rotunjite ca în tipul jurasian) şi apar numai pe strate dure ; văile secundare sînt adesea asimetrice, aproape subsecvente. Adîncimea fragmentării este mult mai mare decît în tipul jurasian.

— În tipul subcarpatic se dezvoltă aliniamente depresionare, axate în bună parte pe sinclinale largi, şi aliniamente deluroase de anticlinal. Aceste cute, ce dirijează scheletul principal al reliefului, s-au conturat în timp îndelungat, au aspectul unor cute de fund şi au „crescut" o dată cu înălţarea regiunii şi cu adîncirea văilor. Văile transversale se lărgesc uneori pînă la proporţii de depresiune şi fragmentează şirurile de dea-

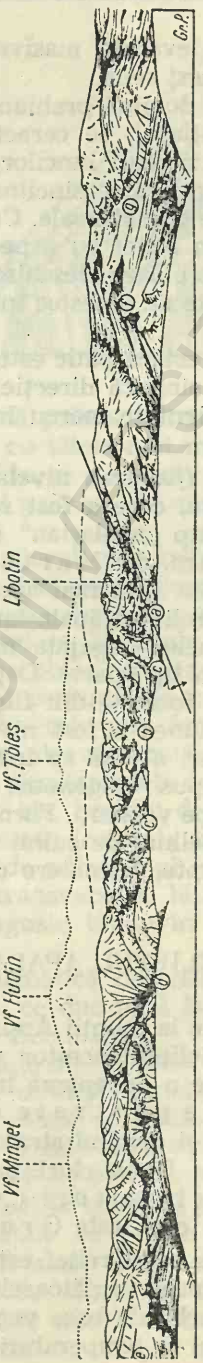


Fig. 263 — Tipizarea formelor structurale pe versanţii transversali faţă de cute (Libotin — Lăpuş).

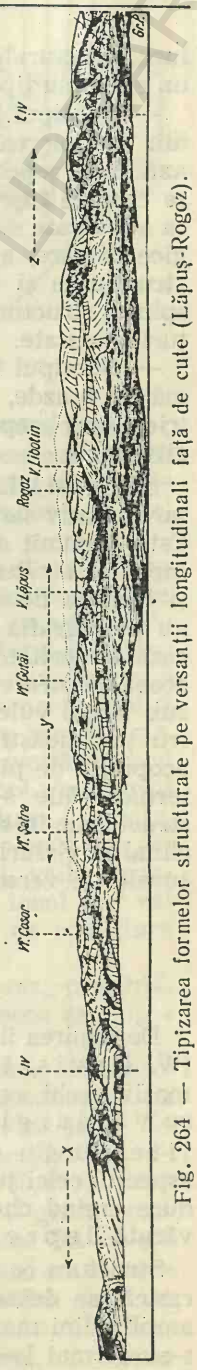


Fig. 264 — Tipizarea formelor structurale pe versanţii longitudinali faţă de cute (Lăpuş-Rogoz).

luri structurale în adevărate masive ; Subcarpaţii Buzăului reprezintă un exemplu tipic în acest sens.

— Subtipul în care domină brahianticlinalele, cum ar fi în Subcarpaţii din apropierea Ploieştiului, se caracterizează prin cute scurte, a căror axă cade repede sub nivelul luncilor. Din cauza plonjării anticlinalelor, se creează înşeuări largi între sinclinalele vecine, uneori acestea apărînd ca adevărate sinclinale transversale. Continuitatea aliniamentelor morfologice dispare, apare un relief cu aspect de domuri asimetrice, chiuvete structurale şi butoniere larg deschise, coaste concentrice sau creste cu spinări structurale. Este un amestec între relieful domurilor şi cel al structurilor cutate.

— Subtipul flişului est-carpatic este format din cute deversate, sub formă de brazde, într-o singură direcţie. Aici specifice sînt crestele asimetrice, cu abrupturi orientate mereu în acelaşi sens, precum şi văile longitudinale.

c) Tipul Lăpuş (jurasian nivelat), reprezintă o structură sedimentară relativ larg cutată, care a fost retezată de o suprafaţă de eroziune. Este denumit adesea tip „apalaşian" (J. Chardonnet, 1955), sau este încadrat acestuia (Emm. de Martonne, 1948, pag. 813). Stilul cutării şi formele de relief sînt însă mai apropiate de tipul structurilor cutate ; nu petrografia (ca la relieful apalaşian), ci structura este aceea care creează majoritatea formelor degajate în procesul evoluţiei. Se impune, de aceea, separarea lui ca tip aparte. Depresiunile Lăpuş şi Copalnic, situate sub lanţul vulcanic şi formate din fliş larg cutat, oferă un exemplu pentru ţara noastră. Regiunea a fost nivelată la începutul pliocenului, apoi acoperită de piemonturi o dată cu înălţarea lanţului vulcanic, iar în cuaternar văile s-au impus epigenetic, declanşînd degajarea unor forme structurale în special pe versanţi. Formele specifice sînt : înşeuări de anticlinal şi vîrfuri de sinclinal pe culmi şi o gamă întreagă de forme structurale de versant (trepte, butoniere de versant, văi duble etc.).

G. RELIEFUL APALAŞIAN

Denumirea îi vine de la munţii Appalaşi, unde a fost studiat prima dată (W. Davis, 1889). Relieful acestor munţi se caracterizează printr-un masiv vechi, retezat de o peneplenă înălţată treptat pînă la 800—1000 m, cu văi largi axate pe strate de roci moi şi culmi rotunjite, alungite paralel şi urmînd stratele de roci dure. Reţeaua de văi are aspectul celei jurasiene. Unele rîuri, principale, retează însă barele de roci dure creînd chei sau strîmtori („watergaps") şi lăsînd în spate adevărate depresiuni cum este Great Valley (Valea Mare).

Structura ce impune acest relief este de tip cutat, dar, faţă de cea jurasică, se deosebeşte prin următoarele : cutele sînt foarte strînse şi de amplitudini mari (e vorba de baza vechilor lanţuri muntoase unde cutele s-au format la presiuni şi temperaturi ridicate, deci în stare plastică sau

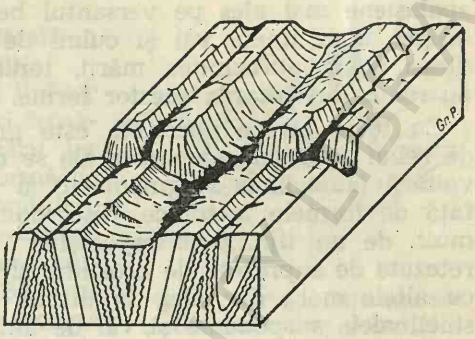


Fig. 265 — Structură și relief apalașian.

aproape plastică) ; rocile sînt de vîrstă primară și în general cristaline ; strate de roci foarte dure alternează cu altele mai moi ; toate cutele sînt retezate de o peneplenă, așa fel că la zi nu apar sinclinale și anticlinale ci benzi de diferite tipuri de roci dispuse paralel (fig. 265).

Tipul apalașian este un relief structural, dar impunerea structurii se face prin intermediul petrografiei. O dată cu înălțarea acestor peneplene, raiate din punct de vedere structural și petrografic, rețeaua principală de văi se va imprima epigenetic și antecedent. Masivele vechi fiind restrînse ca suprafață, peste ele se menține de obicei un singur rîu epigenetic și anume acela care va fi în mai deplină concordanță cu panta neotectonică a peneplenei. Celelalte văi și mai ales cele nou formate se vor adapta, fie noilor condiții ale înălțării, fie mai ales structurii. Se dezvoltă în mod deosebit văile și depresiunile axate pe aliniamentele de roci moi ; în Munții Appalași ele urmează șisturile. Între ele, benzile de roci dure (cuarțite, granite) rămîn sub forma de culmi netede (retezate de peneplenă), dar cu timpul se rotunjesc. În acest proces, de adîncire al eroziunii, văile structurale vor capta o parte din cele transversale, lăsînd în locul lor văi moarte, dar mai ales înșeuări înguste tăiate în barele de roci dure („windgaps").

Relieful apalașian, sub forma schematică descrisă mai sus, prezintă, de la un loc la altul, aspecte variate, ce duc pînă la reducerea sau lipsa acestui tip de relief în unele masive hercinice.

Chiar în Munții Appalași, văile au, în plus, o mulțime de umeri de eroziune, ce reprezintă forme de echilibru (cicluri de eroziune) ; au fost depistate pînă la 10 nivele, echivalate cu lacune din zona joasă de sedimentare. Pe culmi, se observă și urmele unei a doua peneplene, precum și martori de eroziune. Masivul Armorican, din Europa, dezvoltă văi și depresiuni în șisturi și culmi în cuarțite, granite și gresii compacte ; acestea din urmă sînt străbătute de văi în chei, așa fel că pe ansamblu, hidrografia este de tip jurasian. Ca specific, masivul Armorican este mai puțin înalt (400 m), iar adîncimea fragmentării este de circa 100 m (în Appalași de 400—500 m). Masivul Șistos Rhenan, format din benzi de gresii, șisturi și calcare coraligiene, dă forme

apalaşiene mai ales pe versantul belgian. În masivul Măcin din Dobrogea apar unele văi şi culmi de aspect incipient apalaşian ; altitudinea mică, abraziunea mării, terasele Dunării, faliile şi vulcanismul au redus dezvoltarea acestor forme.

Cu toate aceste varietăţi, este greu de delimitat anumite subtipuri de relief apalaşian, deoarece ele se diferenţiază numai prin stadiul dezvoltării (adîncimea fragmentării) şi prin proporţia formelor structurale faţă de formele tectonice, discordante şi „ciclice". Se poate vorbi, cel mult, de un tip „pseudoapalaşian", specific pentru cutele sedimentare retezate de suprafeţe de eroziune şi în care există strate dure alternînd cu altele moi ; dar aici, în ultimă instanţă, formele specifice sînt tot sinclinalele suspendate şi văi de anticlinal şi deci, se încadrează structurilor cutate.

Există şi masive vechi în care nu apar reliefuri apalaşiene din următoarele cauze : stratele nu prezintă durităţi prea diferite ; benzile de roci nu au o orientare paralelă, ci foarte variată ; existenţa multor fracturi, ce impun reliefuri specifice ; înălţările diferitelor părţi ale masivului sînt foarte diferenţiate ; ciclurile de eroziune au impus amprenta formelor ; vulcanismul ; influenţa structurilor discordante, care determină direcţia văilor. Aşa este, de exemplu, Masivul Central francez, format din granite, gneise şi şisturi puţin diferenţiate ca duritate, iar benzile au orientări variabile ; formele sînt impuse de fracturi, de înălţările diferenţiate, cicluri de eroziune, vulcanism şi discordanţele dintre cristalin şi sedimentar. Şi în alte masive, ca Morvanul, Vosgii sau Pădurea Neagră, pe prim plan trec formele de nivelare şi cele „discordante". Masivul Bohemian, care are pe alocuri benzi de cuarţite, ce pot duce la culmi apalaşiene, este încă acoperit de sedimentar.

H. RELIEFUL STRUCTURILOR FALIATE

Forţele tectonice dau naştere la falii sau fracturi, care produc denivelări de blocuri sau de compartimente, adesea bine exprimate în relief (fig. 266). Faliile se formează, în mod obişnuit, în perioade de timp îndelungate, efectul lor mecanic ajungînd, în general, la mari adîncimi în scoarţa terestră. Totuşi, o serie de fracturi pot lua naştere rapid, datorită seismelor. Anumite eforturi tectonice deranjează stratele, fără însă a le rupe,ci doar le laminează, creînd flexurile. Ele fac trecerea de la cute la falii. Reflectarea flexurilor în relief poate fi tot atît de bine evidenţiată, ca şi în cazul faliilor.

Cîteva din elementele faliilor interesează îndeaproape morfologia. Astfel, planul de falie este acela în lungul căruia se produce denivelarea celor două blocuri sau compartimente (v. fig. 266). Pasul

faliei măsoară distanța pe verticală a deplasării compartimentelor (fig. 266).

Un alt element îl formează traseul liniilor de falie. Ele au de cele mai multe ori trăsături geometrice, sensurile desfășurării lor fiind : rectiliniu, subrectiliniu, sub formă de arc, alteori se întretaie sub diferite unghiuri ; cînd frecvența lor devine mare, formează cîmpuri de falii, apărînd mozaicuri de blocuri, cum se întîlnește în Saverne (Franța). Uneori, intersectarea faliilor creează relee de fose, ca cele care pornesc de la canalul Mozambic pînă la Marea Roșie, continuîndu-se în vestul Asiei cu fosa Ghor-Beka, în care se află cantonată cuveta Mării Moarte (M. Derruau, 1965). Înfățișarea unei regiuni faliată poate fi foarte diferită, în funcție de stilul tectonic în care aceasta a fost afectată. Astfel, blocurile segmentate de falii, pot rămîne, toate în poziție orizontală sau pot fi înclinate într-o direcție sau alta. Așa este cazul Masivului Central francez și al Munților Vosgi care, deși sînt alcătuiți din numeroase blocuri denivelate între ele, și cu înclinări de la SE către NV, formează un ansamblu de blocuri monoclinale (fig. 267).

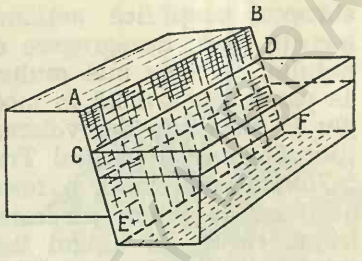


Fig. 266 — Compartimente sau blocuri denivelate prin falii:

ABCD — plan de falie; *AC* și *BD* — pasul faliei; *CD* — linia de falie la suprafață.

1. FORMELE DE RELIEF

În lungul și pe direcțiile faliilor se dispun compartimentele denivelate, înscriind în relief primele aspecte și forme care, ulterior sînt supuse proceselor de modelare ale agenților exogeni. După modul și etapa în care apar diferitele forme ale reliefului faliat, se pot deosebi două categorii principale : forme inițiale și forme derivate sau evoluate.

a. Forme inițiale

Această categorie cuprinde acele forme care sînt rezultanta directă sau inițială a procesului tectonic propriu-zis al falierii. Ele au suferit puține transformări impuse de factorii exogeni.

Abrupturile de falie sînt denivelări produse de faliere, prin individualizarea unui compartiment ridicat și a altuia căzut. Are pantele foarte mari, adesea ajungîndu-se la verticală. Datorită energiei de relief,

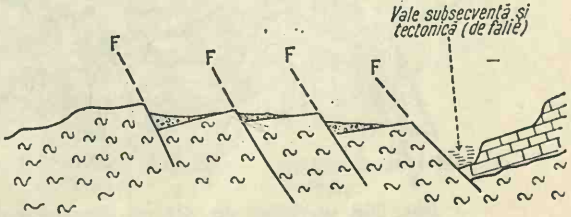


Fig. 267 — Blocuri monoclinale, faliate (după M. Grigore).

abruptul amplifică acțiunea unora dintre factorii modelatori (șiroire, torenți, rîuri, dezagregare etc.), accelerînd fragmentarea și evoluția reliefului. De cele mai multe ori, baza lui este parazitată de materialele de pantă sau urmată în mod relativ fidel de cursul unei ape. Un exemplu îl constituie denivelarea tectonică dintre versantul nordic al Munților Făgăraș și bazinul Transilvaniei.

Horstul reprezintă o formă de relief pozitivă, cu aspect de bloc ridicat ca un imens piedestal, delimitat de zone laterale sub formă de trepte căzute în lungul liniilor de falie (fig. 268). Această cădere în trepte, din jurul horstului, se poate face chiar pe mai mult, de două din laturile acestuia. Priviți în ansamblul lor, Munții Apuseni reprezintă un horst complex, compartimentat spre interior de către falii de ordin secundar. Pe Glob, prezența horsturilor este destul de frecventă : horstul Munților Vosgi din Franța estică și horstul Munților Pădurea Neagră, între care se află amplasat grabenul Rinului, sedimentat și transformat în actuala cîmpie a Alsaciei. Horstul Munților Liban și Antiliban, între care se intercalează grabenul El-Ghor etc.

Grabenul, termen provenit din limba germană, reprezintă o formă de relief negativă, sub aspectul unui compartiment scufundat în trepte pe linii de falii, mai mult sau puțin paralele. Lateral, el este încadrat de compartimente mai ridicate, adică de horsturi (fig. 268). Cînd forma lui este mult alungită, în mod obișnuit fiind străbătut de ape mari curgătoare, mai este cunoscut sub denumirea de fosă tectonică, șanț tectonic, uluc tectonic. Uneori, se folosește și termenul de bazin de afundare, în cazul cînd grabenul este mai puțin alungit, dar mai complex. Prezența grabenelor pe Glob este frecventă : grabenul Rinului, grabenul est-african, care pornește de pe fluviul Zambezi, alcătuiește salba de lacuri Niasa, Tanganica, Rudolf etc., străpunge masivul Etiopian, formează Marea Roșie și se continuă apoi cu Marea Moartă, valea Iordanului, groapa El-Ghor și se oprește în partea sudică a golfului Alexandretta, pe coasta Anatoliei. Pe teritoriul României, deși de dimensiuni cu mult mai mici, sînt prezente unele sectoare de grabene : culuarul tectonic Timiș-Cerna, Mureșul între Munții Poiana Ruscă și Munții Apuseni, grabenul Bistrei etc.

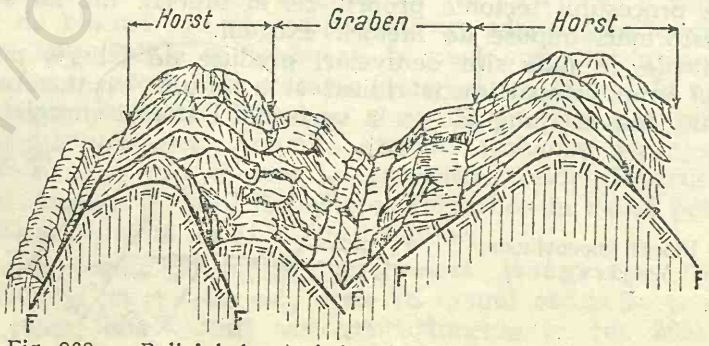


Fig. 268 — Relief de horsturi și grabene (după, M. Grigore).

b. Forme derivate sau evoluate

Formele derivate rezultă din evoluţia celor iniţiale, prin eroziune. Numărul lor este mai mare, iar evoluţia este în strînsă legătură cu natura rocilor puse în contact şi cu intensitatea şi duritatea eroziunii. Abruptul de falie este fragmentat de torenţi. Aceştia înaintează regresiv, se adîncesc şi dau naştere la faţete triunghiulare şi trapezoidale (fig. 269). Aceste forme nu se păstrează mult timp în climatele ploioase, ele fiind atenuate de procesele de pantă. În schimb, în zonele climatelor aride, faţetele se păstrează mai multă vreme, deoarece aici are loc o retragere paralelă şi relativ lentă a abruptului de falie. Retragerea abruptului se face urmînd legile eroziunii diferenţiale. Faţetele se retrag pînă cînd se ajunge la o intercalaţie de rocă mai dură, unde, eroziunea va întîrzia mai mult. Rocile mai dure, conferă abruptului de falie şi caracterul de abrupt petrografic. Pe blocuri monoclinale, faliate, abruptul poate lua înfăţişarea unei cueste tectonice.

Alteori, abruptul de falie ajunge la o nivelare a fostei zone faliate, datorită distrugerii compartimentului înălţat (fig. 270).

Nivelarea depinde, într-o mare măsură, de rocile care intră în contact pe planul de falie. Cînd rocile din compartimentul coborît sînt mai rezistente decît cele din compartimentul ridicat, atunci, eroziunea poate duce la apariţia unei inversiuni de relief (fig. 271). Evoluţia devine şi mai complexă, cînd compartimentele faliate formează o succesiune de mai multe trepte. Vom considera cazul a trei compartimente căzute în trepte, urmărind fazele principale ale evo-

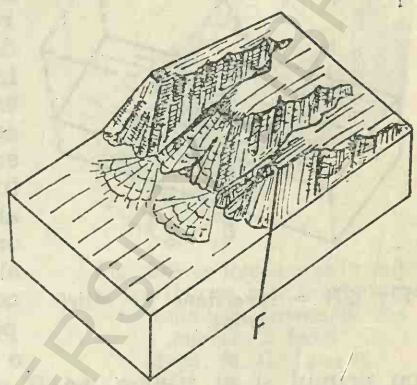
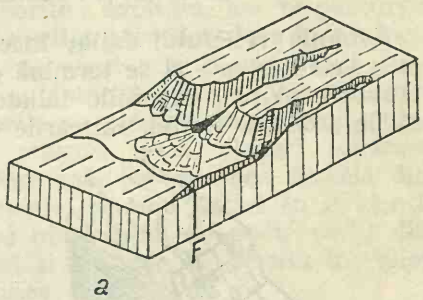


Fig. 269 — Fragmentarea abruptului de falie în faţete trapezoidale şi triunghiulare (după, M. Grigore).



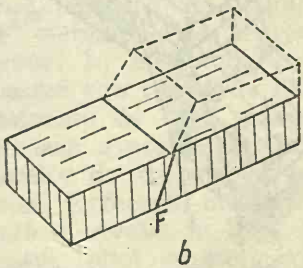


Fig 270 — Nivelarea unei zone de falie:
a şi *b* — faze ale nivelării.

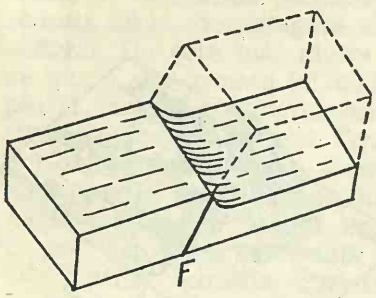


Fig. 271 — Inversiune de relief faliat.

luției. Toate cele trei compartimente prezintă, la partea lor superioară, un strat de rocă dură (fig. 272). În condiții similare de rocă, compartimentele, cu cît sînt mai înălțate, cu atît vor fi mai mult supuse eroziunii. Treapta a treia de relief, fiind cea mai înălțată, va fi cel mai mult expusă eroziunii. Astfel, în timp ce compartimentul al treilea va coborî prin eroziune, mai ales în mod accelerat după îndepărtarea orizontului de rocă dură, compartimentul al doilea va deveni treapta cea mai ridicată (fig. 273). Într-o fază următoare, compartimentul din mijloc fiind și el pe o poziție altimetrică mai mare, în raportul cu primul și al treilea, va fi mai intens erodat, ajungînd la un moment dat la nivelul celorlalte, iar apoi coborînd sub ele (fig. 274). În continuare, fazele amintite se pot repeta, cu unul sau altul din cele trei compartimente. Dacă seria treptelor este mai mare de trei, prezentînd căderi în două sau mai multe direcții, complexitatea dezvoltării reliefului va fi cu atît mai mare.

2. EVOLUȚIA RELIEFULUI ȘI PEISAJULUI

Evoluția reliefului faliat începe cu apariția formelor inițiale, trece prin cele derivate și se termină cu nivelarea blocurilor ridicate. Pe parcursul evoluției, regiunile faliate pot suferi modificări impuse de mișcările scoarței. Astfel, mișcările de ridicare duc la reîntinerirea și res-

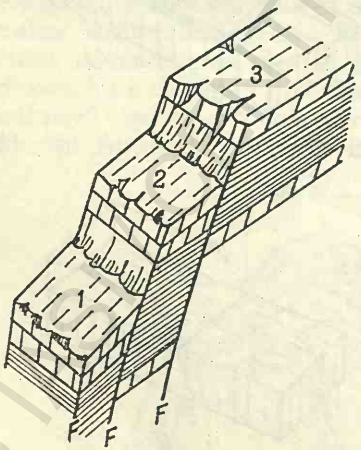


Fig. 272 — Trei compartimente de relief faliat, căzut în trepte și ocrotite la partea lor superioară de orizonturi de rocă dură.

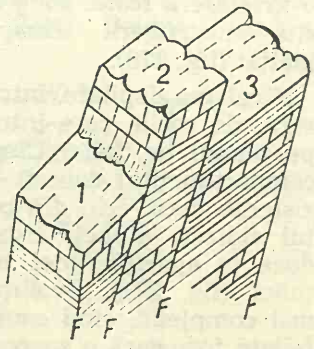


Fig. 273 — Compartimentul central (2), rămas în poziție altimetrică dominantă.

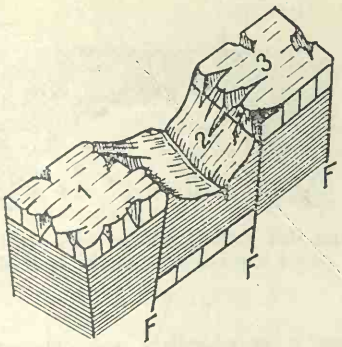


Fig. 274 — Compartimentul central (*2*), ajuns în poziția altimetrică joasă, în raport cu compartimentele marginale (*1* și *3*) (după, M. Grigore).

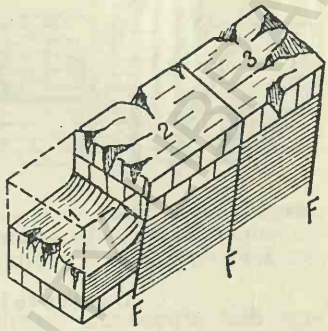


Fig. 275 — Readucerea în relief și reactivarea unui vechi abrupt tectonic prin fenomenul de „rejucare a faliei" (după, M. Grigore).

pectiv reactivarea faliilor. Ele readuc în relief noi abrupturi din cadrul unor vechi compartimente nivelate anterior (fig. 275). Reîntinerirea reliefului faliat se poate desfășura în mai multe direcții. Dacă reînălțarea afectează un bloc sau compartiment care se afla anterior ridicat, abruptul de falie crește altimetric, sectorul reîntinerit al acestuia prezentînd aceeași orientare ca și abruptul vechi. Dar ridicarea poate afecta și compartimente care anterior erau coborîte ; evoluția, lor va parcurge fazele prezentate anterior, în funcție de duritatea rocilor puse în contact.

Procesul de reactivare a faliilor este cunoscut prin termenul de „rejucarea" faliei. Aceasta se poate face și datorită unui proces de eroziune intensă (reîntinerirea faliei). Situația se petrece atunci cînd, mișcarea de ridicare afectează în aceeași măsură două blocuri separate printr-o linie de falie. Eroziunea va ataca mai repede roca friabilă din cadrul unuia din cele două compartimente, punînd astfel în evidență un nou abrupt de falie. Exemple tipice oferă zona de podiș vechi din estul Africii, unde, în seriile de horsturi și grabene, se înscriu în relief abrupturi de falie dezvelite de eroziunea diferențială.

În privința trăsăturilor specifice pe care le prezintă peisajul reliefului faliat, acestea se diferențiază în strînsă legătură de stadiul sau etapa de evoluție, condițiile morfoclimatice, complexitatea și variația faciesurilor litologice și alte condiții regionale. În ansamblu, relieful structurilor faliate prezintă caracterul de masive sub formă de blocuri, demarcate pe anumite laturi de zone depresionare de tipul grabenelor și abrupturilor. O trăsătură specifică o formează aspectul rectiliniu al versanților abrupți, adîncimea mare a culoarelor de trecere, traversate de cursuri de ape, planitatea culmilor și, uneori, forfecarea acestora prin linii tectonice etc. Cînd eroziunea îndelungată a nivelat în bună parte accidentele majore, trăsăturile specifice acestui relief se șterg, reconstituirile făcîndu-se cu destulă dificultate.

Capitolul III

RELIEFUL REGIUNILOR VULCANICE

Vulcanii reprezintă un tip de relief cu o deosebită originalitate. Formaţi în urma expulzării din interiorul scoarţei a unor cantităţi însemnate de lavă sau sfărîmături de rocă (piroclastite), evoluţia lor se continuă sub acţiunea agenţilor externi. Varietatea petrografică a erupţiilor cît şi structura geologică cu totul particulară, condiţionează în mare măsură aspectul reliefului rezultat.

A. FENOMENE ŞI MANIFESTAŢII VULCANICE

Prin vulcanism se înţelege totalitatea fenomenelor şi manifestaţiilor rezultate în urma străpungerii scoarţei de către topiturile magmatice sau gazele provenite din zone profunde. Cînd aceste topituri nu-şi pot deschide drum către suprafaţă, ele sînt injectate în stratele superficiale ale scoarţei, unde, prin consolidare, formează mase vulcanice intrusive. Dacă magmele pătrund pe fisuri deschise, sînt expulzate la suprafaţă, unde formează conuri vulcanice.

1. FENOMENE INTRUSIVE CU IMPORTANŢĂ PENTRU RELIEF

Masele vulcanice intrusive se găsesc sub forma batolitelor, lacolitelor şi filoanelor (fig. 276 şi 277). Acestea sînt legate de volumul magmei şi de locul acesteia în raport cu rocile înconjurătoare.

O dată cu pătrunderea acestora în stratele sedimentare, magmele exercită, asupra rocilor înconjurătoare, o serie de schimbări datorită tem-

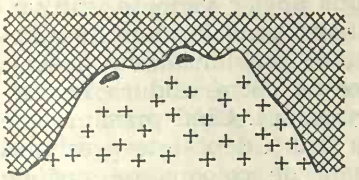


Fig. 276 — Secțiune într-un batolit (după, V. Obrucev).

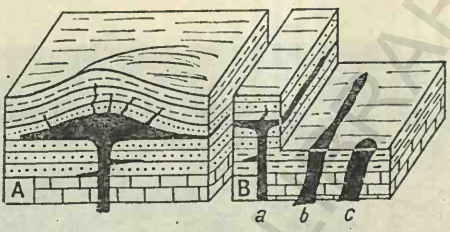


Fig. 277 — *A* — Lacolit, *B* — Filoane: *a* — concordante (sills-uri); *b* — propriu-zise (dyke-uri); *c* — columnare (neck-uri).

peraturilor ridicate și a proceselor de degazeificare, cunoscute sub numele de metamorfism de contact. Schimbările survenite măresc, mai ales prin coacere, rezistența rocilor nevulcanice. Astfel, dolomitele și calcarele se transformă în marmoră, calcarele marnoase și rocile argiloase în corneene etc.

2. FENOMENE EFUZIVE CU IMPORTANȚĂ PENTRU RELIEF

Efuziunile împrăștie la suprafață o gamă variată de materiale, numite produse vulcanice. Ponderea unui anumit fel de material vulcanic este determinată, în general, de tipurile de erupție.

a) *Produsele vulcanice* atestă stadiul și caracterul activității unui vulcan și sînt următoarele : izvoarele fierbinți, gheizerii, proiecțiile gazoase, proiecțiile solide și curgerile de lavă.

— *Izvoarele fierbinți* reprezintă ultimul stadiu al degajării de căldură de către magma din adîncime, care mai emană încă gaze și vapori de apă supraîncălziți. În drumul lor, vaporii de apă se răcesc (ape juvenile) și ies la suprafață ca izvoare termale. Migrînd către suprafață, apa juvenilă întîlnește și pînze de apă vadoasă, pe care le încălzește și le readuce la zi. În ascensiunea lor, apele supraîncălzite dizolvă siliciul din rocile înconjurătoare, îl transportă sub formă de bioxid de siliciu, și îl depun, în parte, la gura izvorului. Apar cruste minerale, cu trepte de opal sau calcedonie, peste care apele izvorului formează mici cascade (fig. 278).

— *Gheizerii* [1] sînt izvoare țîșnitoare, fierbinți și intermitente (fig. 279), cunoscuți în parcul Yellowstone din S.U.A., în insula nordică a Noii Zeelande și în Kamciatca.

[1] Geyse=turbat, înfuriat, în limba islandeză.

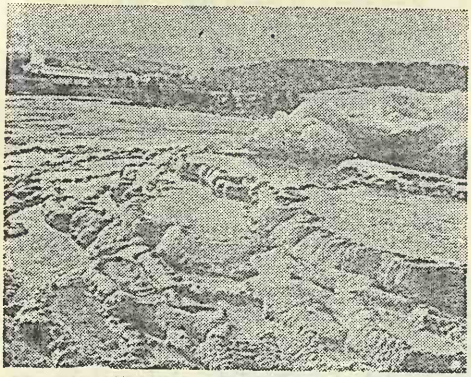


Fig. 278 — Terase și concrețiuni silicioase. Parcul Yellowstone — S.U.A. (foto, H. Termier).

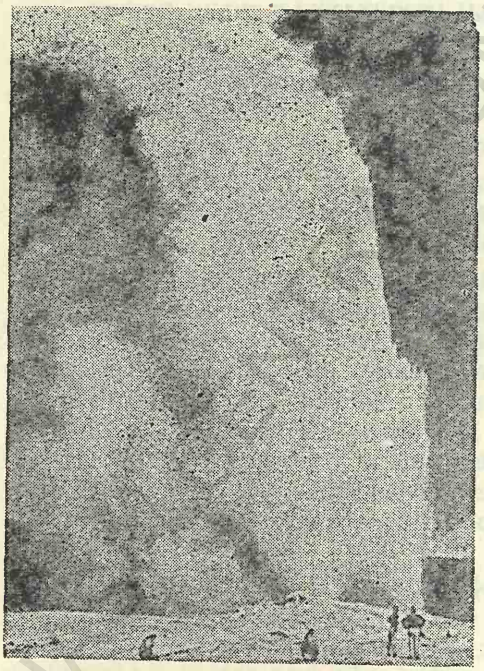


Fig. 279 — Gheizer în erupție (foto, D. Knight).

Formarea gheizerilor este pusă pe seama apelor vadoase, infiltrate pe fisuri pînă la anumite adîncimi unde sînt încălzite pînă la fierbere de către căldura de origine vulcanică. Cînd presiunea de la baza fisurii depășește presiunea exercitată de coloana de apă de deasupra, aceasta este expulzată cu mare putere către suprafață. Scăderea de presiune face ca o parte din apa supraîncălzită (peste 120°C) să se transforme brusc în vapori (fig. 280). După erupție fisura se umple din nou cu apă, iar ciclul se poate repeta. Apa gheizerilor formează un precipitat de silice hidratată, cunoscut sub numele de g h e i z e r i t. Depunerile repetate dau naștere la c o n u r i, c o l o a n e sau t e r a s e.

— *Proiecțiile gazoase* sînt formate din vapori de apă (eliberați brusc din magmă în momentul solidificării), bioxid de carbon, oxid de carbon, azotat, hidrogen, hidrogen sulfurat, acid clorhidric etc. In funcție de procentaj, ansamblul gazelor degajate pot fi împărțite în: f u m a r o l e, s o l f a t a r e, m o f e t e. Datorită presiunii mari cît și prezenței unor gaze fulminante, proiecțiile gazoase cu temperaturi de sute de grade, sînt cunoscute sub numele de n o r i a r z ă t o r i. După formă pot fi: verticali (fig. 281), laterali, debordanți.

— *Proiecțiile solide,* cunoscute și sub numele de piroclastite, se compun din: cenușă, scorii etc. C e n u ș a v u l c a n i c ă reprezintă materialul pulverulent pînă la nisipos expulzat în atmosferă la înălțimi de sute și mii de metri. Ea este depusă la distanțe foarte

mari de locul erupției. Piatra ponce provine din lava incandescentă smulsă din craterul vulcanului și răcită în atmosferă. Are o porozitate foarte mare. Spre deosebire de piatra ponce, scoriile (zgura) prezintă un aspect vacuolar. Lapiliile sînt materiale mici (2 mm — 2 cm) rupte din lavă și scorii mai vechi deja consolidate. Bombele vulcanice sînt bucăți mai mari smulse din lava topită ce se răcește în atmosferă și care, din cauza rotației helicoidale, capătă aspecte fusiforme.

— *Curgerile de lavă* sînt topituri magmatice ajunse la suprafață și, după compoziția chimică și mineralogică, pot fi : bazice și acide[1].

b) *Tipurile de erupții* pot fi clasificate după forma de erupție, materialele expulzate, căile de acces. O evidentă deosebire se face între vulcanii cu lave fluide, bazice, care emit sub formă de curgeri (vulcani de tip hawaian) și vulcanii cu lave vîscoase, acide, care dau explozii (vulcani de tip pelean). Între aceste două tipuri extreme există și altele intermediare (tipul strombolian și vulcanian).

— *Tipul de curgere* întîlnit atît la erupțiile liniare (tipul islandez) cît și la cele centrale (tipul hawaian), se caracterizează prin fluiditatea și

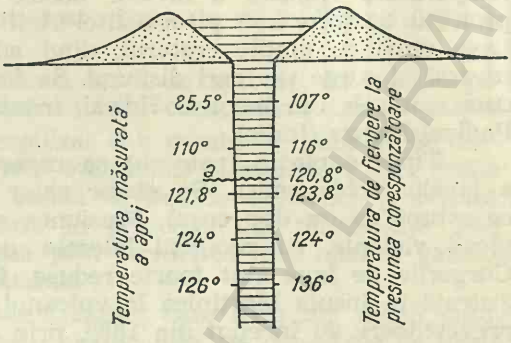


Fig. 280 — Schema funcționării unui gheizer (după, A. Holmes).

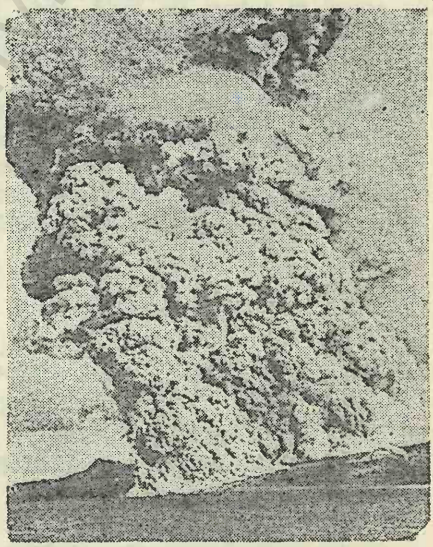


Fig. 281 — Nori arzători verticali la erupția din 1902 a vulcanului Monte Pelée din insula Martinica (foto, A. Lacroix).

[1] Lavele bazice, bogate în elemente fero-magneziene, dar mai sărace în silice (40—50%), dau în general, roci bazaltice. Lava este densă și foarte fluidă, degajarea gazelor este moderată, iar exploziile sînt slabe. Lavele acide conțin mai multă silice (peste 70%) și sînt în general mai ușoare și mult mai vîscoase. Prin consolidarea mai rapidă ele reține ieșirea gazelor, favorizînd activitatea explozivă.

temperatura ridicată a lavelor bazice emise, care nu dau naştere la proiecţii de gaze sau piroclastite. Activitatea este aproape permanentă. Lava după ce umple craterul, dînd adevărate lacuri incandescente, se revarsă şi curge pe mari distanţe. Se formează întinse platouri bazaltice, cum sînt cele din insulele Hawai, insulele Färöer, Islanda, sau cele din Podişul Malwa (India).

— *Tipul exploziv* (peleean) se caracterizează prin marea vîscozitate a lavelor acide emise. Se răcesc chiar în crater, dînd domuri de lavă ce astupă ca un dop coşul. Presiunea gazelor acumulate determină explozii violente, cu proiecţii laterale de nori arzători (nor peleean). Curgerile de lavă sînt foarte reduse. O astfel de erupţie a fost înregistrată în insula Martinica la vulcanul Monte Pelée, în 1902 ; semnele prevestitoare au început din 1899, prin emanaţii însemnate de fumarole. Cîteva zile înainte de erupţie au avut loc cutremure puternice, care au rupt cablurile telefonice submarine. Un alt exemplu a fost consemnat în 1883, prin erupţia vulcanului Krakatau (între Sumatra şi Iava). Cea mai mare parte din insulă a fost aruncată în aer (fig. 282). Zgomotul produs o explozie s-a auzit la o depărtare de 3 400 km.

— *Tipul strombolian* are o activitate permanentă centrală, cu ejecţii de scorii şi jeturi de lavă. Prin fluiditatea pronunţată a lavei se aseamănă cu tipul hawaian. Lava umple craterul şi se revarsă lateral. Se deosebeşte totuşi prin activitatea ritmică de erupţie a gazelor şi a proiecţiilor solide (bombe şi lapili) ; acestea determină formarea unui mare

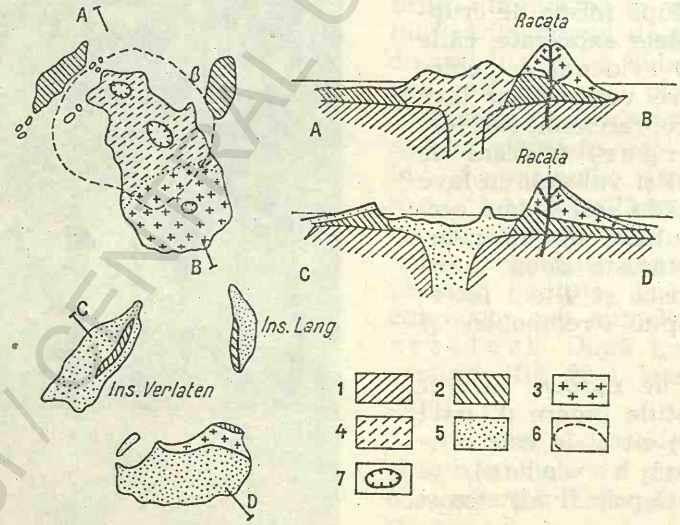


Fig. 282 — Insula Krakatau, înainte şi după erupţia din anul 1883 (după, A. W e r b e k):

1 — formaţiuni terţiare; *2* — andezit vechi; *3* — bazalt; *4*— andezit nou; *5* — lave vulcanice, depuse în urma erupţiei; *6* — regiunea prăbuşită; *7* — cratere.

con vulcanic. Asemenea erupții au fost observate și la Vezuviu, Etna, Izalco, Particutin.

— *Tipul vulcanian,* prin vîscozitatea lavei, se apropie de erupția peleeană. Craterul și coșul se astupă cu lavă consolidată, iar în timpul fazelor de activitate dopul este expulzat sub presiunea gazelor. Se formează un nor arzător vertical (nor vulcanian); materialul din crater este pulverizat în atmosferă sub formă de bombe vulcanice și cenușă. Se construiește un con proeminent, în principal din piroclastite fine. Se deosebește de explozia peleeană prin tensiunea mai mică a gazelor și prin absența norilor arzători laterali.

— *Erupțiile de gaze și exploziile freatice,* care străpung dopul coșurilor înfundate sau pachete de strate nevulcanice, se deosebesc de erupțiile anterioare prin faptul că nu expulzează lavă către suprafață. Gazele sînt fie juvenile (magmatice), fie provenite din ape subterane supraîncălzite sau amestecate. Erupțiile de acest fel, denumite și semivulcanice (J. D. Dana), ultravulcanice (G. Mercalii), indirecte (F. von Wolff) sau freatice (Ed. Suess), antrenează și roci fărîmițate de origine vulcanică sau nevulcanică.

— *Erupțiile submarine,* deși foarte frecvente, numai o foarte mică parte din ele ajung să fie observate, restul rămînînd ascunse în adîncurile mărilor și oceanelor. În mări mai puțin adînci, materialele vulcanice se ridică deasupra apei formînd insule, adesea distruse repede de valuri. Insula Ferdinande, de la sud de Sicilia, a rezistat numai cinci luni. La erupții repetate insulele pot rezista multă vreme. Citățm: Anak-Krakatau din strîmtoarea Sonde (formată în 1928), Falcon din arhipelagul Tonga (din 1894), insula situată lîngă arhipelagul Vestmannaeyjar din sudul Islandei (din 1963).

3. ORIGINEA VULCANISMULUI

Există mai multe ipoteze în acest sens.

— *Ipoteza focului central* este veche, începînd cu Heraclit și Empedocle care puneau fenomenele vulcanice pe seama unui „foc central". Mai tîrziu L. von Humboldt, L. de Buch și Elie de Beaumont preiau ideea. Ei porneau de la faptul că vulcanii sînt dispuși în jurul mărilor și oceanelor și credeau că împingerea magmei, către suprafață, este provocată de presiunea vaporilor proveniți din pătrunderea apelor oceanice, pe fisuri, în interiorul Pămîntului, pînă la contactul cu magma. Cercetările vulcanologice au infirmat însă, această ipoteză.

— *Ipoteza cutelor profunde* pornește de la existența, sub zona sedimentară, a unui strat granitic, urmat de un strat bazaltic mai dens, care, la rîndul lui, se sprijină pe o magmă vîscoasă parcursă de curenții de convecție. Lavele s-ar naște prin topirea rocilor de la fundul geosinclinalelor (E. Haug, 1907; J. Rothé, 1948). Tot aici se formează, prin

curenți de convecție, o cută anticlinală ce provoacă ondularea stratului bazaltic. Presiunea ridicată, de la baza cutei, refulează stratul granitic către suprafață ; aici, întîlnind presiuni mai mici, devine mai fluid, iar gazele, provenite prin decompresiune, împing topitura bazaltică, pe fisuri, către suprafață. Concomitent, stratul granitic poate fi antrenat către baza cutei, unde întîlnind temperaturi ridicate (600°C), se transformă în topitură. Datorită creșterii de volum și a presiunii gazelor și vaporilor de apă degajați de masa granitică, în cursul topirii, ea poate fi expulzată către suprafață, folosind aceleași fisuri ca și topitura bazaltică, sau altele independente. Această teorie poate explica, atît legătura erupțiilor vulcanice cu fazele orogenice, cît și existența, la același vulcan sau la vulcani apropiați, a emisiilor de lave bazaltice sau granitice ; fisurile din vulcan sînt alimentate cînd de stratul granitic cînd de cel bazaltic (J. Chardonnet, 1955).

— *Ipoteza radioactivității* pornește de la căldura degajată de substanțele radioactive din interiorul scoarței, care poate topi într-un anumit timp, blocurile granitice sau bazaltice cu care vin în contact. Această ipoteză permite și explicarea fenomenelor vulcanice dinafara zonelor de orogen.

B. RELIEFUL VULCANIC

1. APARATUL VULCANIC

Materialele expulzate prin erupții se depun în jurul punctului de emisie, constituind un aparat vulcanic, alcătuit din următoarele elemente : coș, crater și con (fig. 283). Coșul vulcanic reprezintă orificiul de evacuare a materialelor expulzate. În timpul perioadelor de liniște și

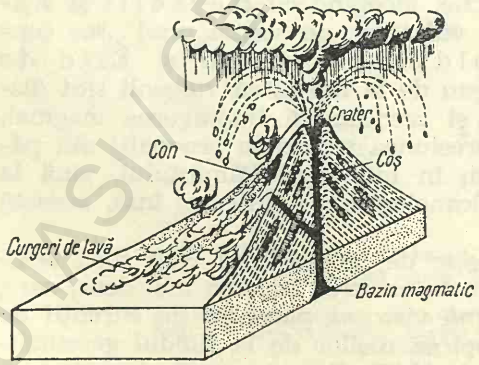


Fig. 283 — Elementele unui aparat vulcanic (după, Gr. Răileanu).

după stingerea vulcanului, în coş rămîn lave sau piroclastite consolidate ; ele pot fi puse în evidenţă numai prin erodarea conului. Craterul reprezintă prelungirea externă, lărgită a coşului. Forma sa depinde de tipul exploziilor. Conul vulcanic este edificiul propriu-zis, privit mai ales sub aspectul său exterior. Reprezintă o formă de acumulare, a cărei morfologie depinde iniţial de tipul activităţii vulcanice, iar apoi de evoluţia subaeriană a eroziunii.

2. RELIEFUL VULCANIC DE ACUMULARE

Erupţiile de lavă acidă dau naştere la conuri, iar cele bazice la platouri.

a) *Conurile vulcanice* apar izolate sau grupate pe anumite areale. Ele îmbracă forme diferite după tipul de erupţie şi după natura rocilor constituente.

— Conurile de sfărîmături, rezultate în urma exploziilor de tip strombolian şi vulcanian, sînt formate din îngrămădirea piroclastitelor în jurul coşului şi craterului. Ele se dispun în strate înclinate către periferia conului. Materialele grele sînt proiectate la limita craterului, de unde coboară gravitaţional pe flancurile conului, ale cărui pante corespund unui echilibru dinamic stabilit între gravitate şi dimensiunea piroclastitelor. Cele formate din sfărîmături grosiere (bombe, lapili) au, în general, înclinarea unui taluz de surpare (30—35°), cu pantă aproape uniformă pînă la baza vulcanului (M. Derruau, 1965) (fig. 284, *a*). Conurile formate din cenuşă, întîlnite mai ales la erupţiile de tip vulcanian, au o pantă descrescîndă, de la 35—40° în partea superioară, pînă la 5—6° la bază (fig. 284, *b*).

Adîncimea craterului este mică, din cauza materialelor eterogene şi neconsolidate, supuse surpărilor. Versanţii craterului se retrag repede, mărind dimensiunea craterului, pînă la o nouă erupţie care îi modifică

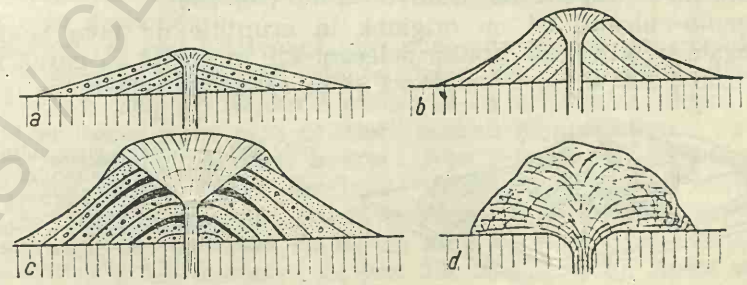


Fig. 284 — Tipuri de conuri vulcanice:
a — con format din sfărîmături grosiere; *b* — con de cenuşă; *c* — stratovulcan; *d* — cumulovulcan.

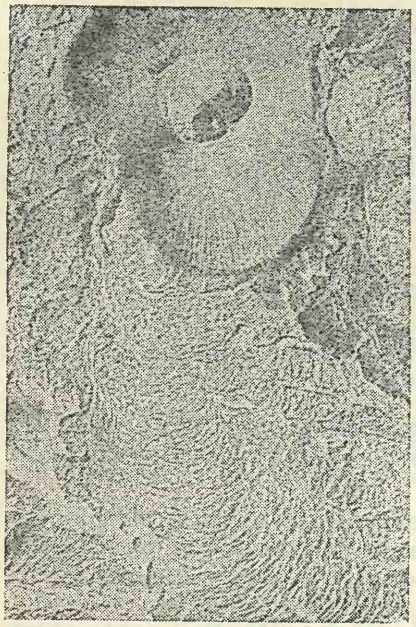


Fig. 285 — Con și crater formate din cenușă la vulcanul Paricutin din Mexic (foto, Serv. Aerotectonico-Mexico).

forma și dimensiunea (fig. 285). Conurile formate din piroclastite grosiere au craterul de formă cilindrică și un diametru mai mic, iar craterul din cenușă apare ca o pîlnie largă. Dimensiunile lor sînt în funcție și de intensitatea exploziei.

— *Conurile stratovulcanilor* sînt alcătuite din strate alternante de lavă și piroclastite, rezultate în urma fazelor succesive de erupții diferite (fig. 284,*c*). Un con simplu de stratovulcan are pante concave și un crater larg, ca o pîlnie. Dacă conul crește în înălțime și depășește capacitatea sa morfologică [1], se deschid crăpături radiare prin care curg erupții laterale (A. Ritmann, 1967). Acestea construiesc o serie de conuri adventive (conuri secundare), care pot ajunge la dimensiuni considerabile.

Cînd emisiile de lavă sînt puțin fluide, se îngrămădesc în partea superioară, iar piroclastitele formează straturi mai groase către baza conului. Stratovulcanii mari sînt afectați de falii și fisuri pe diferite direcții, au o structură interioară complexă, care, prin eroziune, complică mult relieful. Asemenea conuri posedă un adevărat schelet de rezistență, format prin injectarea și consolidarea lavelor, în lungul fisurilor sau de-a lungul stratificațiilor de piroclastite și cenușă. A. Ritmann și J. Richey citează sills-urile interstratificate, care pot înveli ca o manta conică diferite strate ale vulcanului și dyke-urile, care străpung radiar păturile suprapuse ale stratovulcanilor (fig. 286).

— *Cumulo-vulcanii* își au originea în erupțiile de lave acide, vîscoase, bogate în silice, ale tipului peleean. Ele încetează să curgă la temperaturi sub 1 200°C, se acumulează și se solidifică repede în jurul co-

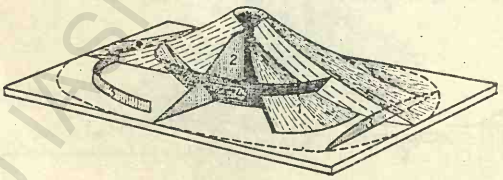


Fig. 286 — Schema sistemului filonian dintr-un stratovulcan (după, A. Rittmann):

1 — sills interstratificat; *2* — dyke radiar; *3* — dyke circular, *4* — dyke conic, *5*—dyke oblic sau periferic.

[1] Prin acest termen se înțelege limita de extindere a unei forme vulcanice fără ca structura să sufere vreo modificare.

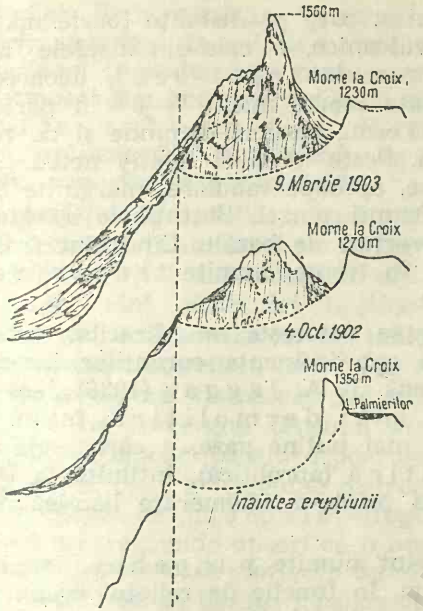


Fig. 287 — Fazele de creștere ale domului vulcanic Monte Pelée (după, A. Lacroix).

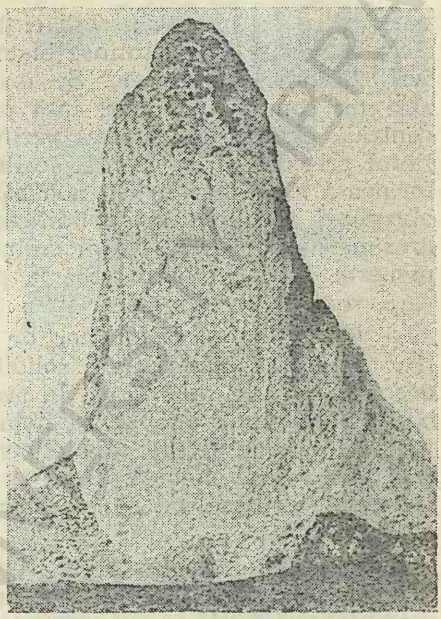


Fig. 288 — Acul Monte Pelée, care reprezintă un dom de protuziune (foto, A. Lacroix).

șului (fig. 284, *d*). Conul apare ca o îngrămădire haotică de blocuri, pe care lava nouă, incandescentă, venită sub presiune, le împinge în sus. Se formează un adevărat munte conic, fără crater, numit cumulo-dom sau dom endogen (Monte Pelée din insula Martinica, Puy de Dôme, Sarcouy, Clierzou din Auvergne-Franța, Hlidarfjall din Islanda etc.). Craterul se înalță pe măsura creșterii presiunii. Prezintă versanți abrupți, care se modelează în timpul perioadelor de liniște prin dezagregare. Înălțarea stîlpilor de lavă se face cu intermitență. Prin prăbușirea părților superioare, protuziunile de lavă se micșorează, iar poalele sînt îngropate în grohotișuri.

Fenomenul cel mai interesant, din punct de vedere geomorfologic, l-a constituit erupția vulcanului Monte Pelée, din anul 1902, descrisă de A. Lacroix. După o explozie puternică ce a expulzat dopul de lavă, a urmat emiterea unor nori arzători laterali și acumularea de lavă în interiorul craterului. Aceasta a creat repede o crustă consolidată, împinsă în sus de noi valuri de lavă, dînd naștere unui cumulo-dom (fig. 287). Datorită presiunii crusta protectoare este ruptă, iar la exteriorul domului începe să se ridice un stîlp de lavă care a atins înălțimea de 375 m și un diametru de cca. 100 m (fig. 288). Acest stîlp constituie un dom de protuziune.

b) *Platourile vulcanice* sînt opera lavelor bazaltice, cu un conținut relativ mic de silice, care ajung la suprafață cu o temperatură mai ridi-

cată, se revarsă peste pereții craterului și curg pe distanțe foarte mari. Prin răcire formează întinse platouri vulcanice, ca cele din insulele Hawai, Islanda, Färöer etc. Se mai numesc vulcani-scut, deoarece sînt tot conuri vulcanice, însă cu pante foarte mici : 7—8° în partea centrală pînă la 3—4° spre periferie. Forma curgerii depinde și de relieful preexistent pe care îl fosilizează. Peste terenuri relativ netede se formează suprafețe structurale bazaltice, aproape tabulare, mărginite de abrupturi rezultate din solidificarea frunții pînzei. Sînt pînze a căror grosime ajunge la 5—15 m creînd cuverturi de bazalt. Cînd sînt fragmentate de văi, dau naștere la pante în trepte, numite trappe, fiecare treaptă corespunzînd unei pînze.

— *Microrelieful cîmpurilor de lavă* se datorește modificărilor suferite de crusta superficială solidificată sub influența curenților incandescenți ce curg pe sub ea. În acest sens, T. A. Jaggar (1936) deosebește două tipuri ale suprafețelor de lavă : dermolitică, întîlnită la lavele foarte fluide care eliberează mai puține gaze, a căror suprafață este relativ netedă, și clastolitică (aprolitică), întîlnită la lavele mai vîscoase, ce se caracterizează printr-o aglomerare haotică de blocuri de lavă.

Suprafețele dermolitice (în Hawai sînt numite pahoehoe, iar în Islanda hellurhaun) se pot prezenta, în funcție de relieful preexistent, de viteza și de vîscozitatea lavei, sub diferite forme : dale de lavă (acumulări de fragmente, provenite din ruperea crustei superficiale solidificate, la o creștere a vitezei de curgere a lavei fluide interioare) ; lave cordate (fig. 289, *a*) (încrețiri superficiale ale crustei vîscoase) ; creste de presiune (fig. 289, *b*) (rezultate din boltirea crustei superficiale prin presiunea lavei fluide subcrustale) ; hornito (fig. 289, *c*) (acumulări bulgăroase de lavă în jurul unor mici cratere formate de erupțiile violente ale gazelor conținute de curentul incan-

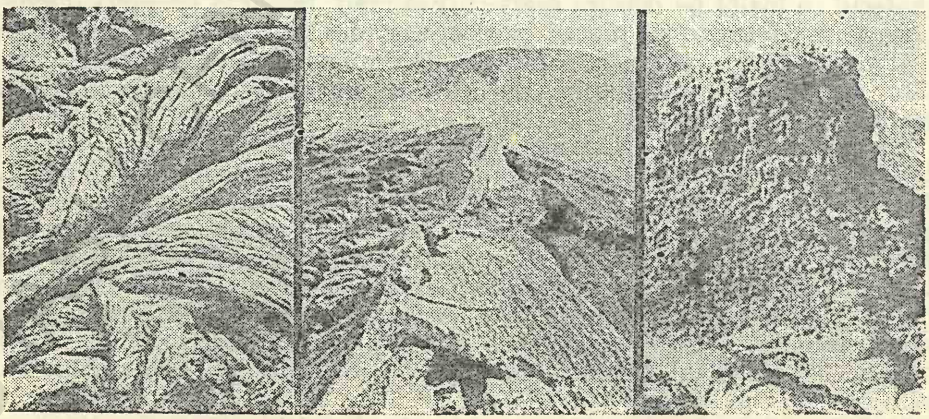


Fig. 289 — Suprafețe dermolitice:
a — lave cordate; *b* — creastă de presiune; *c* — hornito (foto, A. Rittmann).

descent subcrustal); pustule sau *blister* (bule rezultate în urma degajării vaporilor de apă în timpul trecerii lavei incandescente peste o zonă mlăştinoasă sau peste cursurile de apă); tunele subbazaltice (formate în urma evacuării lavei fluide de sub crusta superficială consolidată).

Suprafeţele clastolitice, cunoscute de hawaieni sub numele de *aa,* iar de islandezi sub denumirea de apalhraun, sînt acumulări haotice de blocuri de lavă scoriacee, cu înălţimi care rareori ating cîţiva metri. Iau naştere în lavele mai vîscoase şi mai bogate în gaze. În Auvergne (Franţa) aceste cîmpuri de blocuri bazaltice poartă numele de „cheire" (regiune pietroasă), iar în Mexic de „malpais" (regiune rea). Aa corespunde uneori cu o revărsare de lavă vîscoasă scoriacee transportată sub formă de blocuri incandescente de către o curgere bazaltică fluidă (fig. 290, *a*). De cele mai multe ori se datoresc solidificării rapide a suprafeţei pe o grosime mult mai mare decît la curgerile foarte fluide. La solicitările mecanice, produse de o creştere a vitezei curentului (fig. 290, *b*) sau de accelerarea curgerii la o ruptură de pantă (fig. 290, *c*), crusta superficială este fragmentată în blocuri ce se îngrămădesc în spatele unui obstacol sau pe pantele mai puţin înclinate.

O altă particularitate o constituie prezenţa coloanelor bazaltice. Formarea acestora a fost pusă pe seama contracţiei lavei în timpul răcirii, precum şi pe seama diferenţei mari de temperatură dintre suprafaţa şi interiorul lavei. Cînd răcirea este lentă apar coloane perpendiculare pe suprafaţa de răcire (fig. 291). La răcire rapidă se formează o structură lamelară paralelă cu suprafaţa.

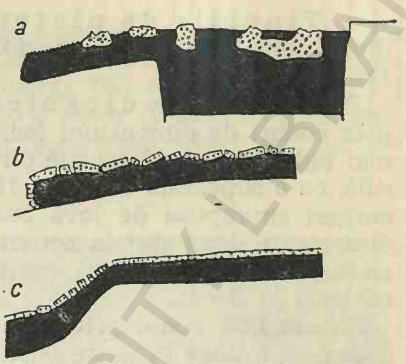


Fig. 290 — Suprafeţe clastolitice (după, M. Derruau):

a — blocuri incandescente vîscoase transportate de o lavă fluidă; *b* — crustă formată în timpul solidificării; *c* — crustă ruptă prin accelerarea curgerii.

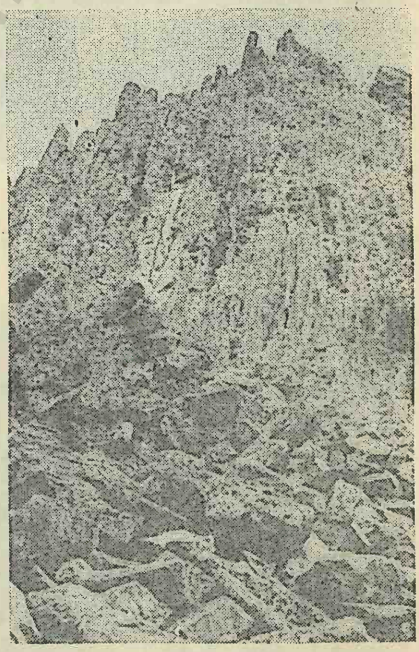


Fig. 291 — Coloane de bazalt la Detunata Goală (foto, N. Popescu).

— Tipurile de platouri bazaltice pot fi deosebite, după dimensiuni şi aspectul morfologic, în: hawaian şi islandez (A. Rittmann, 1967).

Platourile vulcanice de tip hawaian se caracterizează prin conuri de dimensiuni foarte mari, în parte submarine. Exemplul cel mai tipic îl oferă platourile din insula Hawai (fig. 292). Această mare insulă, cu o suprafaţă de peste 10 000 km², este constituită în întregime din curgeri suprapuse de lavă bazaltică, emise de cinci centre de erupţie, dintre care două sînt în activitate (Mauna Loa şi Kilauea). Marile conuri au aspectul unor uriaşe scuturi ale căror pante se menţin în partea centrală la 3—4°.

Mauna Loa, conul principal, are o înălţime de 4 162 m, iar cu partea submersă ajunge la peste 9000 m. Diametrul bazei, la nivelul mării, este de 400 km. Pe platoul central se află un crater în formă de puţ (pit-crater), format prin prăbuşire, mărginit de pereţi abrupţi şi umplut de multe ori cu lavă incandescentă (fig. 293). Lacul de lavă are dimensiunile de 4/5,6 km (A. Ritmann, 1967).

Platourile vulcanice de tip islandez au dimensiuni mult mai mici, le lipseşte platoul central, iar înclinarea pantelor este mai mare. Ei sînt formaţi din conuri situate într-o zonă continentală şi prezintă înălţimi ce oscilează între 100 şi 1 000 m. Diametrul bazei merge pînă la 20 km, iar al craterelor este sub 2 km. Ca exemplu de conuri: Skjaldbreid (fig. 294) şi Kallota Dyngja din Islanda.

În Islanda se întîlnesc şi platouri vulcanice întinse, formate prin revărsări produse în lungul unor mari crăpături liniare. De fapt, Islanda

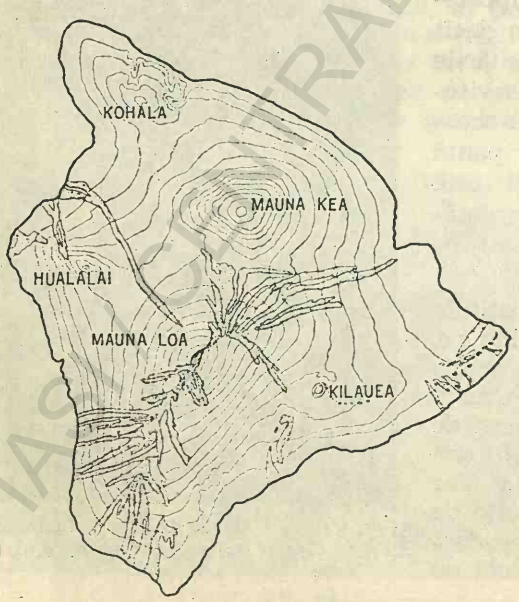


Fig. 292 — Platou vulcanic (insula Hawai, după, Mac Donald).

BCU IAŞI CENTRAL LIBRARY

este singurul loc unde se mai întîlnesc, în activitate, erupții liniare. Pe linia Laki, deschisă în anul 1783, cu o lungime de peste 24 km, s-au format 34 conuri vulcanice cu înălțimi pînă la 150 m și alte 60 conuri mai mici. Din această crăpătură s-au revărsat peste 12 km^2 de lavă, acoperind o regiune de 565 km^2. Cu timpul, activitatea vulcanică s-a restrîns în jurul cîtorva centre.

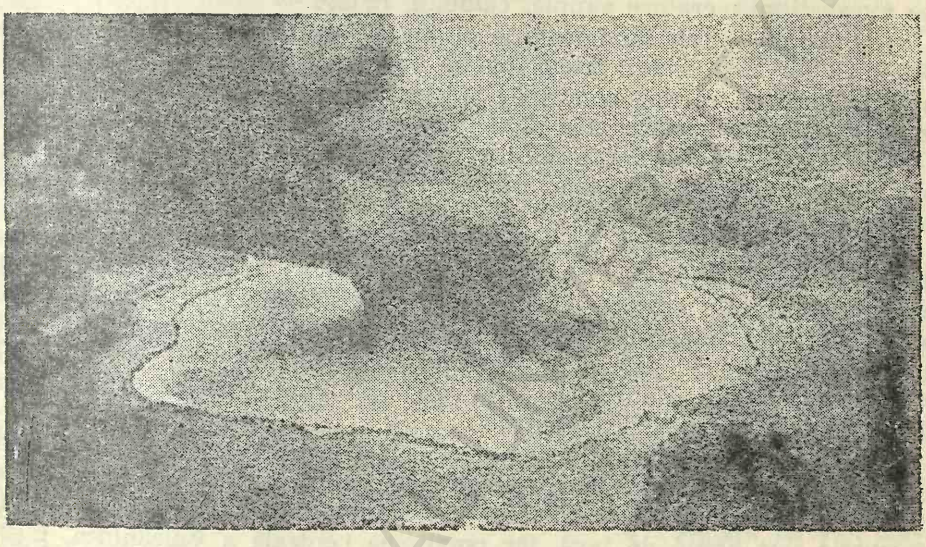


Fig. 293 — Lacul de lavă din craterul-puț Halemaumau situat în vulcanul Kilauea din Hawai, în urma erupției explozive din 1924 (după, C. A. Cotton).

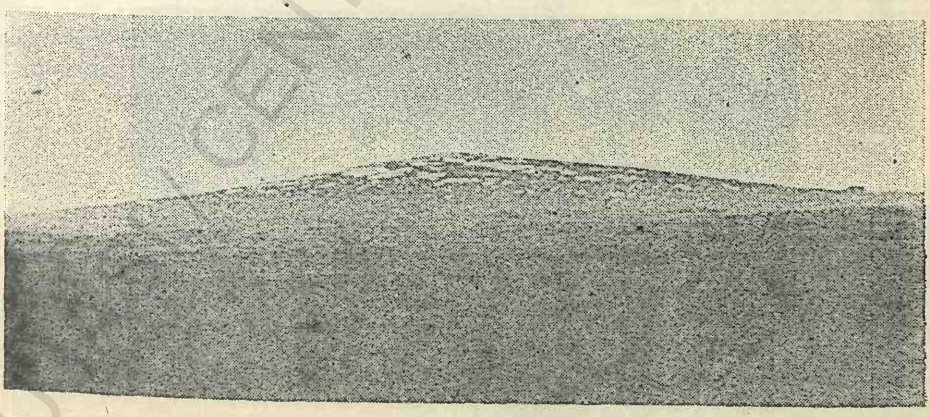


Fig. 294 — Vulcanul-scut Skjaldbreid, din Islanda (foto, A. Rittmann).

3. RELIEFUL VULCANIC DE EXPLOZIE

Aceste forme se întîlnesc, în special, la vulcanii care emit lave vîscoase şi în general la erupţiile bogate în emisii violente de gaze. Exploziile şi prăbuşirile care însoţesc erupţiile dau naştere la cîteva tipuri de excavaţiuni : cratere simple, caldeire, maare.

a) *Craterele simple* au formă de pîlnie şi rezultă prin explozii intense. Mărimea lor este direct proporţională cu intensitatea erupţiei. Se întîlnesc la vulcanii ce dau conuri de sfărîmături şi la stratovulcani. Modelarea versanţilor se face prin alunecări, prăbuşiri, solifluxiune şi şiroire. De multe ori, în interiorul acestor cratere se formează lacuri. La vulcanii activi, o nouă explozie, reactivează şi intensifică modelarea craterului.

Un tip aparte rezultă prin prăbuşirea lavei bazaltice consolidate de tip hawaian ; este craterul-puţ (pit-crater) întîlnit în interiorul caldeirelor. Aceste cratere ciuruiesc lava consolidată (fig. 295), prezintă pereţi verticali, iar în interiorul lor se găsesc adesea lacuri de lavă (lacuri de foc) ; aşa sînt : Halemaumau din Kilauea (v. fig. 293), Mokuaweowea din Mauna Loa (Hawai), sau craterele-puţ Nyamlagira şi Nyiragongo din Africa centrală.

b) *Caldeirele* (în spaniolă caldera = căldare) reprezintă cratere uriaşe, formate prin explozie şi lărgite mult prin prăbuşirile care urmează. La exploziile puternice, coşul şi chiar porţiunile superioare ale cuptorului magmatic sînt golite de lavă, iar porţiunea centrală a vulcanului, pierzîndu-şi suportul, se prăbuşeşte. Din vechiul con vulcanic nu mai rămîne decît porţiunea de la poalele acestuia, sub forma unui perete cir-

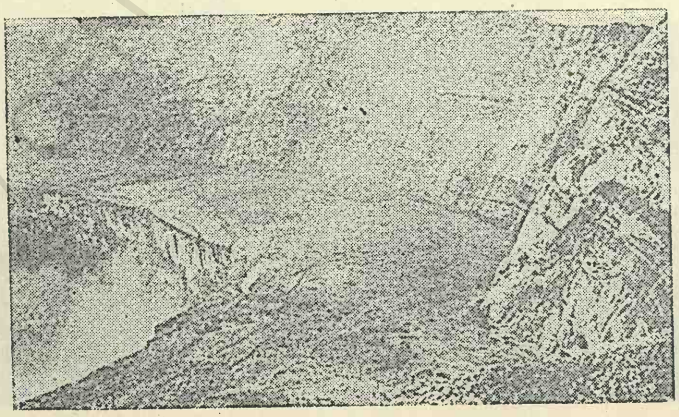


Fig. 295 — Craterul-puţ din vulcanul Nyragongo din Africa centrală (foto, A. Rittmann).

BCU IASI

cular, în interiorul căruia se pot forma, ulterior, conuri vulcanice mai mici (fig. 296).

După formă și geneză se pot deosebi mai multe tipuri :

Caldeira monogenă se formează printr-o prăbușire rezultată în urma unei singure erupții. Este un crater uriaș, situat în partea centrală a conului (fig. 297).

Caldeira poligenă, mult mai mare, implică distrugerea aproape completă a conului vulcanic. Se formează în urma mai multor erupții, care creează și mici caldeire periferice, ce festonează caldeira principală (A. Rittmann, 1967).

Caldeira inelară presupune, în plus, o nouă fază de erupții, ce dă naștere la unul sau mai multe conuri în interiorul caldeirei (fig. 298). Apare o depresiune inelară, ce la Vezuviu poartă numele de Atrio del Cavallo, de unde s-a generalizat denumirea de atrio (fig. 299), iar creasta ce o închide se numește somma (Somma Vezuviului). Cînd caldeira cantonează un lac, conul apare ca o insulă (Crater-Lake din Oregon-S.U.A., Lago de Vico cu Monte Venere-Italia).

Caldeira în trepte ia naștere în urma scufundării inegale pe falii sau fisuri circulare, a unei mari părți din con. Treptele dau caldeirei aspectul unor circuri îmbucate, cum sînt cele din Munții Manengouba din Camerun.

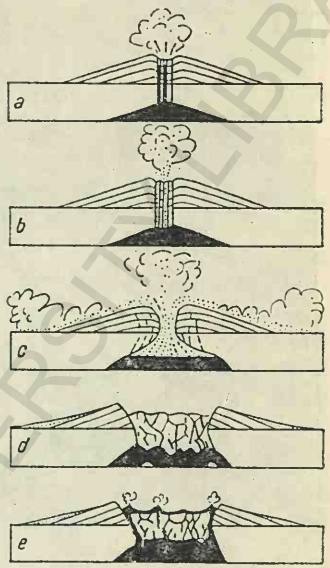


Fig. 296. — Stadiile de formare a unei caldeire (după H. Williams):

a — începutul exploziei; magma se oprește în coș; *b* — explozia crește în violență, magma coborînd în cuptorul magmatic; *c*—explozia culminantă; craterul și coșul sînt mult lărgite; nivelul magmei coboară mult; începe fisurarea craterului; *d* — prăbușirea craterului și conului — formarea calderei; *e* — formarea unor noi conuri vulcanice în interiorul caldeirei.

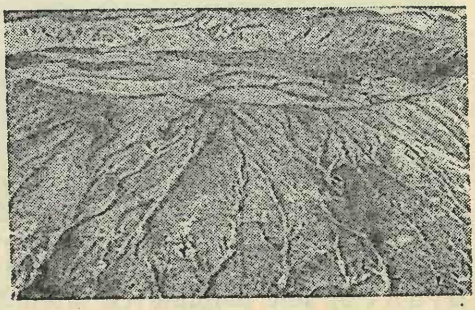


Fig. 297 — Caldeiră monogenă simplă (foto, V. Obrucev).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

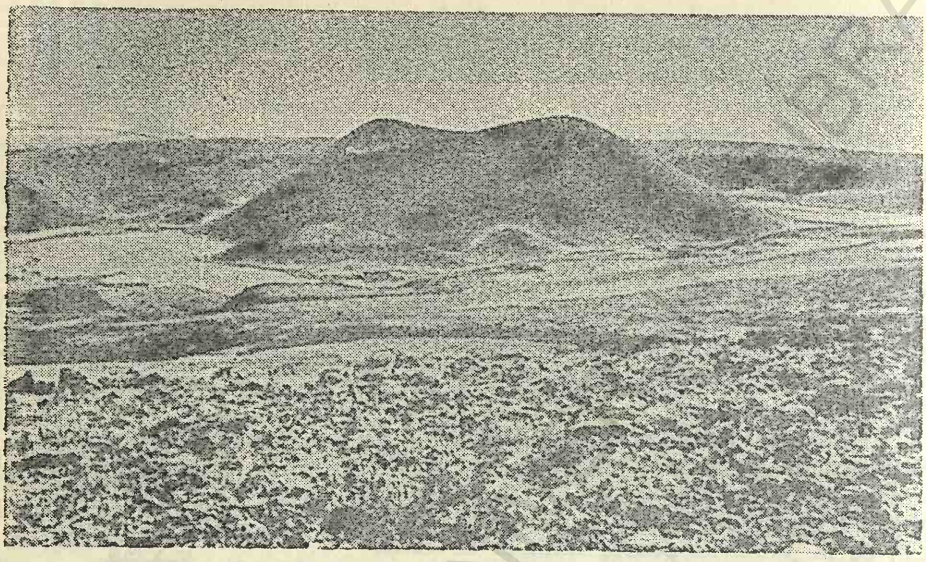


Fig. 298 — Caldeiră cu con central la vulcanul Tuzla Gölü-Podişul Anatoliei (foto, H. L o u i s).

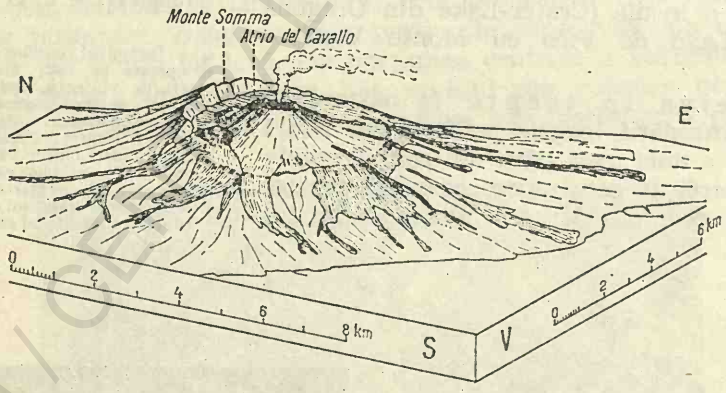


Fig. 299 — Caldeira inelară a vulcanului Vezuviu (după, A. R i t t m a n n).

c. *Maarele* rezultă din erupţiile de gaze şi exploziile freatice din regiunile vulcanice sau nevulcanice. Sînt deschideri circulare, de forma unui puţ, cu un diametru de cîteva sute de metri pînă la 2—3 km. Aceste c r a t e r e f r e a t i c e (E d. S u e s s) sau e m b r i o n a r e (W. B r a n c a) sînt umplute cu sfărîmături provenite din explozie sau din

prăbușirea pereților. Ele nu expulzează lavă și de aceea nu formează un con. Aparatul se compune din canalul de străpungere (diatrema) și craterul de explozie ce nu se ridică deasupra reliefului (fig. 300). Foarte rar, craterul este înconjurat de un val circular înalt de cîțiva zeci de metri, format din sfărîmături de roci. Pentru aceste cratere ocupate, în general, de lacuri, s-a generalizat denumirea de maar (fig. 301), folosită în regiunea Eifel (R. F. a Germaniei).

În aceeași categorie intră și conurile fără rădăcină, formate în urma exploziilor freatice rezultate în timpul trecerii unei curgeri de lavă peste lacuri sau zone mlăștinoase, descrise de S. Thorarinsson (1951) în Islanda.

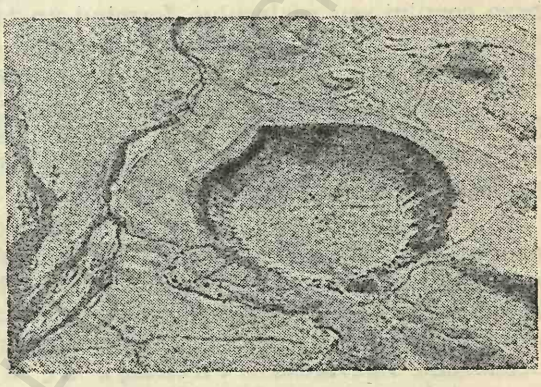


Fig. 300 — Diatremă (puț de explozie gazoasă) în regiunea Ol Doinyo Lengai — Tanzania (foto, A. Rittmann).

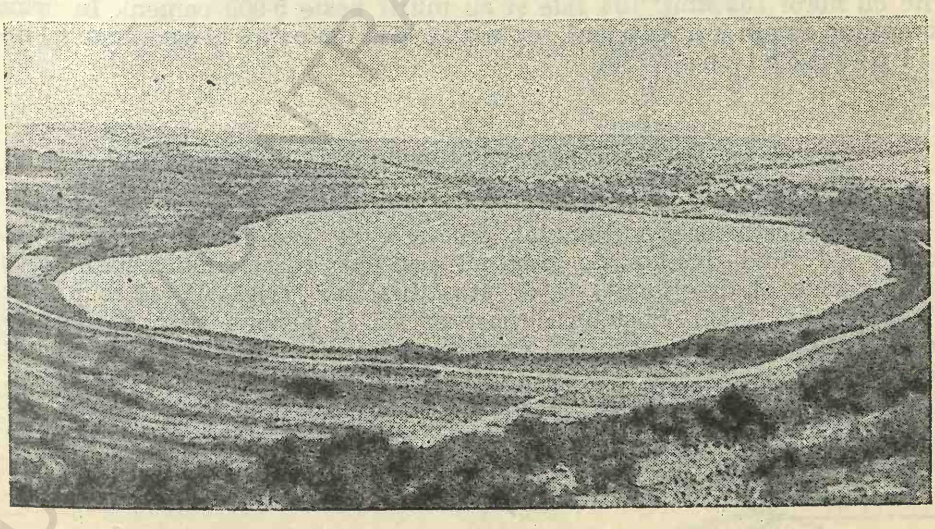


Fig. 301 — Maarul Schalkenmehrener din regiunea Eifel (foto, Th. Benzinger).

4. FENOMENE, PROCESE ŞI FORME CARE INSOŢESC ERUPŢIILE

Concomitent cu activitatea eruptivă, pantele vulcanului sînt supuse avalanşelor incandescente, curgerilor de pietre, ploilor vulcanice şi curgerilor noroioase, dînd naştere unor forme elementare de relief, dar care vor impune direcţiile majore ale eroziunii agenţilor externi.

Avalanşele incandescente şi *curgerile de pietre* sînt mase de lave care se revarsă peste marginea craterului şi antrenează, pe pantele conului, mari cantităţi de blocuri şi cenuşă. Aceste materiale se acumulează la baza conului sau craterului, formînd un taluz de grohotiş, cu fragmente bine sortate în profil longitudinal. În urma lor, rămîn o mulţime de canaluri, folosite ulterior de prima reţea hidrografică.

Curgerile noroioase sînt cunoscute şi sub numele indonezian de lahar. În majoritatea cazurilor, apa care îmbibă cenuşa vulcanică şi declanşează laharele este fierbinte, de unde şi pericolul ce-l prezintă aceşti torenţi noroioşi cu temperatură ridicată.

Principalele cauze ale formării laharelor sînt: ploile de erupţie [1], condensarea vaporilor de apă pe pantele vulcanilor, revărsarea unui lac de crater, erupţiile subglaciare etc. De exemplu, la vulcanul Kelud (Iava) laharele sînt produse în momentul erupţiilor, prin expulzarea violentă a lacului din crater. Apele se amestecă cu cenuşele vulcanice, declanşînd adevărate avalanşe de noroi. În 1919, exploziile au aruncat brusc peste 38 milioane m^3 de apă fierbinte. Au fost acoperite cu noroi 132 km^2, 104 sate şi au murit peste 5 000 oameni. În urma torenţilor rămîn ravenări, conuri de împrăştiere sau cîmpii piemontane.

5. RELIEFUL FORMAT ÎN STRUCTURA VULCANICĂ

O dată cu stingerea vulcanului, procesele de eroziune devin predominante, ele fiind dirijate de sistemul pantelor caracteristice vulcanilor (convergente şi divergente) şi de structura lor originală (Emm. de Martonne, 1926). Structura, reprezentată în general prin strate monoclinale, dirijate în sensul de curgere a lavei, poate fi complicată de dislocaţiile tectonice sau de intruziunile magmatice sub formă de filoane. Influenţa structurii asupra modelării este cu atît mai mare cu cît rocile constituente sînt mai variate. Cenuşile şi zgurele sînt mai uşor erodate decît lavele.

[1] Ploile de erupţie se produc în urma condensării vaporilor de apă emişi o dată cu erupţia vulcanului şi a vaporilor de apă meteoritică din atmosferă.

a. Modelarea conurilor

Primele cursuri de apă se instalează pe şanţurile iniţiale generate de către lahare şi avalanşele uscate. Apare o reţea hidrografică radiară divergentă pe con şi alta radiară convergentă pe crater (fig. 302). La baza conului, rîurile sînt colectate de o reţea inelară, iar în crater se formează lacul de crater. Văile adînci care fragmentează radiar conul se numesc barrancos (denumire folosită în insulele Azore). Interfluviile de formă triunghiulară (fig. 303), care urcă în pantă crescîndă către vîrful conului, sînt numite planeze (Emm. de Martonne, 1926). În partea superioară, după o evoluţie îndelungată, ele se transformă în creste. Prin eroziune regresivă barrancosurile pătrund în interiorul craterului şi drenează lacul. Dirijarea reţelei convergente din interiorul craterului, către un nivel de bază exterior, coborît, intensifică eroziunea, fapt care duce la lărgirea craterului şi transformarea lui într-o caldeiră de eroziune (C. A. Cotton, 1952).

Accentuarea generală a eroziunii duce la îndepărtarea rapidă a rocilor mai moi. Rezistă pînă la urmă numai coşurile şi filoanele vulcanice, formate din lavă dură, care sînt puse în evidenţă prin eroziu-

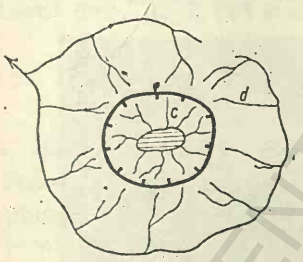


Fig. 302—Reţea hidrografică: radiară convergentă (*c*) — radiară divergentă (*d*), şi inelară (*i*).

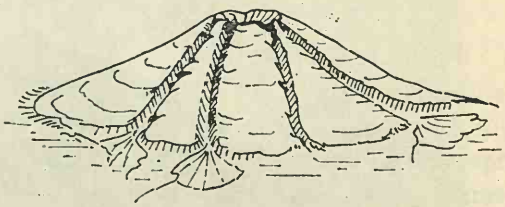


Fig. 303 — Barrancosuri şi planeze.

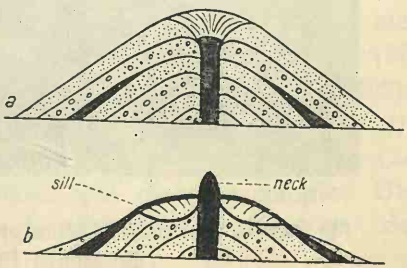


Fig. 304 — Inversiune de relief, într-un con vulcanic: *a*— stadiul iniţial; *b* — stadiul de inversiune.

nea diferenţială. Astfel, vechile forme negative (coşuri, crăpături) se transformă în pozitive : se produc inversiuni de relief, materializate prin : neck-uri, dyke-uri şi sill-uri (fig. 304).

Neck-ul este un stîlp de rocă dură (lavă sau piroclastite cimentate), ce corespunde unei intruziuni de lavă consolidată într-un coş vulcanic sau pe o fisură cu o secţiune relativ rotundă (fig. 305).

Dike-ul este un perete sau zid impunător ce provine din injectarea lavelor pe o spărtură longitudinală a conului (fig. 306).

Sill-ul provine prin dezvelirea lavelor injectate pe planurile de stratificaţie ale conului (fig. 304). El apare sub forma unor pereţi circulari, care închid o depresiune inelară, un crater fals, rezultat în urma degajării rocilor mai puţin rezistente.

b. Modelarea platourilor

Platourile de lavă bazică au o mare rezistenţă la eroziune. Aceasta este încetinită şi de prezenţa diaclazelor şi fisurilor, ce le face foarte permeabile. Emm. de Martonne (1926) compara platourile bazaltice

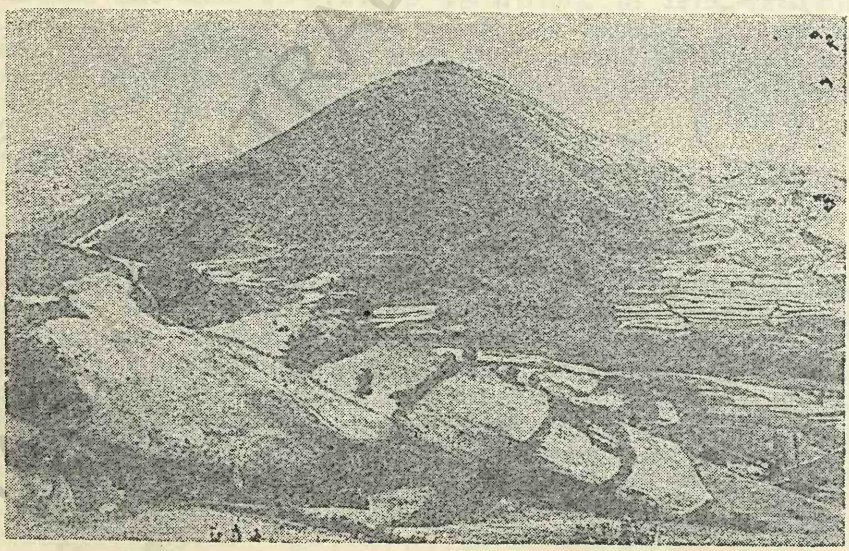


Fig. 305 — Martor de eroziune provenit dintr-un neck vulcanic — Măgura Mare din Munţii Bîrgăului (foto, C. P. C. S.).

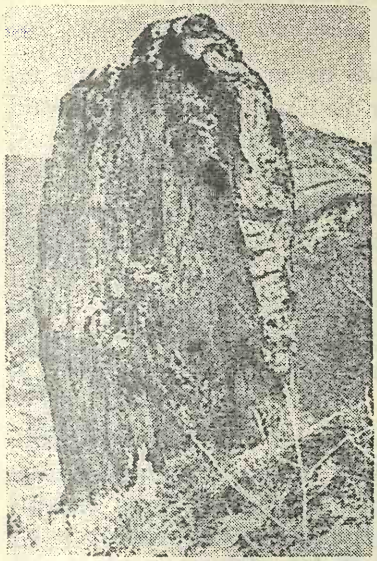


Fig. 306 — Dyke-ul „Dinţele pizmaşului" din regiunea Auvergne, Franţa (foto, A. R i t t m a n n).

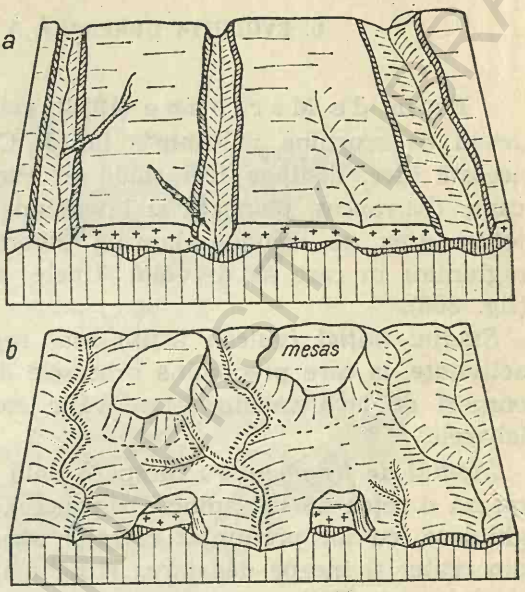


Fig. 307 — Evoluţia reliefului într-un platou vulcanic:

a — fragmentarea longitudinală; *b* — fragmentarea transversală, martori de eroziune (mesas).

„fără apă şi fără eroziune subaeriană importantă" cu platourile calcaroase. Dezagregarea însă, este foarte activă, în regiunile deşertice sau periglaciare. Dacă relieful şi climatul permit umplerea fisurilor cu apă, eroziunea fluviatilă taie văi adînci, asemănătoare canioanelor, cu numeroase rupturi de pantă însoţite de cascade. Între ele rămîn interfluvii largi, adevărate platouri alungite (platourile de lavă din Idaho şi Oregon, tăiate de rîurile Snake şi Columbia). De multe ori, văile se adîncesc pe vechile interfluvii fosilizate, unde grosimea lavei e redusă ; apar şi aici inversiuni de relief. Cînd văile ajung la rocile friabile ale subasmentului, versanţii se retrag repede, văile se lărgesc, apar văi secundare, iar platourile sînt fragmentate în bucăţi tot mai mici (fig. 307). Aceste mici platouri de lavă, izolate, se numesc m e s a s (în Mexic). Sînt asemănătoare martorilor de eroziune din structurile tabulare. Cu timpul sînt reduse la mici movile vulcanice, apoi distruse complet. Un caracter important al reţelei hidrografice îl reprezintă şi frecvenţa de v ă i s u p r a i m p u s e.

6. EVOLUȚIA GENERALĂ A RELIEFULUI VULCANIC

Emm. de Martonne (1926), consideră că se poate vorbi de un „ciclu de eroziune vulcanic", iar J. Chardonnet (1955), reluînd această idee, distinge trei stadii în evoluția generală a reliefului vulcanic (barrancos, planează și inversiune de relief). Stadiile acestea sînt totuși greu de urmărit datorită diversității edificiilor vulcanice și a regiunilor în care se dezvoltă. Unele aspecte pot fi totuși precizate (fig. 308).

Stadiul inițial (vulcan activ) este reprezentat prin vulcani în plină activitate, la care predomină procesele de construcție. Concomitent, apar curgeri de lavă canalizate pe văile existente, avalanșele de pietre și laharele.

Stadiul de fragmentare începe o dată cu stingerea vulcanului. Se formează o rețea de văi adînci (barrancos), ce lasă între ele planeze triunghiulare, cu un pronunțat caracter structural. Urmează golirea lacului din crater și începe degajarea structurii interne ; apar primele neck-uri și dyke-uri. Văile mari se supraimpun, iar cele mici se readaptează la structura degajată.

Stadiul de inversiune de relief corespunde distrugerii totale a craterului și degajării coșului sub forma unui mare neck. Planezele sînt reduse la interfluvii înguste. Predomină formele de inversiune proeminente, rezultate prin eroziune diferențială — neck-uri, dyke-uri, mesas.

Stadiul de distrugere totală se remarcă printr-o nivelare avansată. Se menține încă rețeaua hidrografică radiară și unele neck-uri, dyke-uri și mesas-uri mult reduse ca dimensiuni.

Unele varietăți evolutive introduc masele intrusive, consolidate în adîncime, sub formă de batolite, lacolite sau filoane și dezvelite prin eroziune.

Batolitele, dezvoltate pe mari suprafețe, dau depresiuni de contact și un relief petrografic ce depinde de duritatea rocii. Direcția văilor este în general impusă epigenetic de relieful și structura acoperitoare. Dacă batolitul este lipsit de falii se formează un drenaj dentritic, iar cînd e faliat rețeaua hidrografică urmează, în general, liniile de fractură, luînd un aspect rectangular.

Lacolitele, mase intrusive de forma unor lentile de mari dimensiuni, produc, prin punerea lor în loc, bombări la suprafața scoarței. Pe ele se instalează o rețea hidrografică radiară consecventă. Cînd stratele sedimentare acoperitoare au durități diferite, în partea centrală se degajă o depresiune aproape circulară, înconjurată de șiruri de

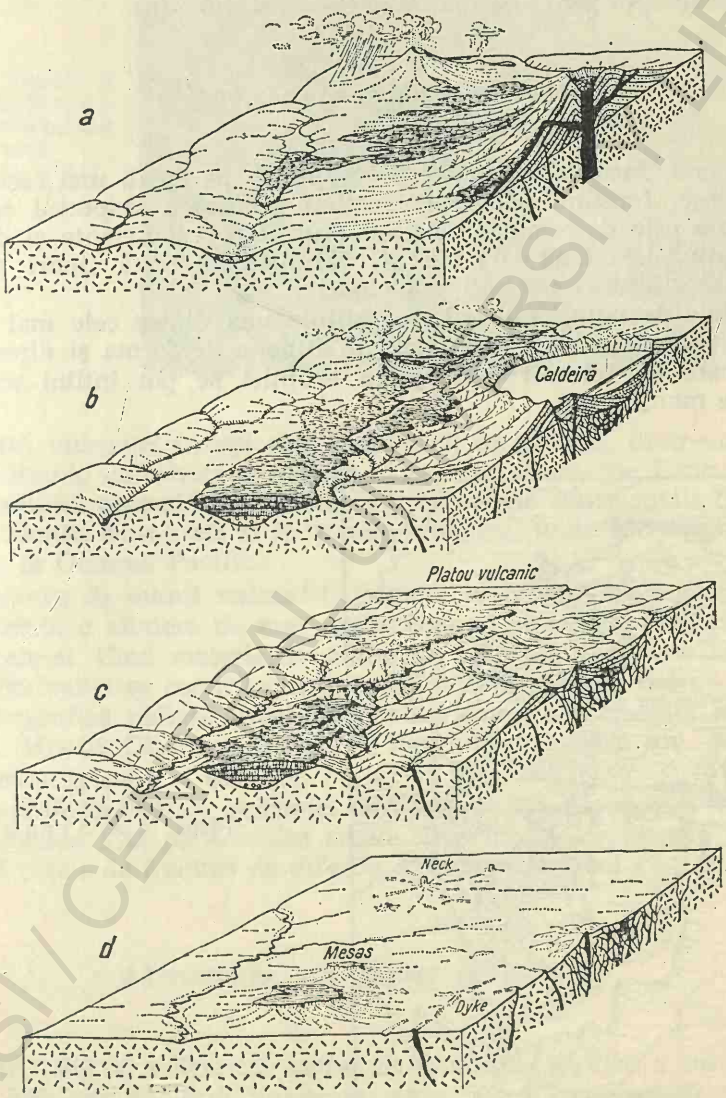


Fig. 308 — Principalele stadii de evoluție a reliefului vulcanic (după E. R a i s z):

a — stadiul inițial (de vulcan activ); *b* — stadiul de fragmentare; *c* — stadiul de inversiune de relief; *d* — stadiul de distrugere totală.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cueste. La baza lor se instalează o rețea hidrografică inelară (fig. 309). Cu timpul stratele sedimentare pot fi complet înlăturate, iar văile se impun epigenetic în rocile magmatice. Versanții devin abrupți și hidrografia tinde spre o formă dentritică. Multitudinea injecțiilor lacolitice, complică relieful prin apariția de neck-uri și dyke-uri.

7. TIPURI DE REGIUNI VULCANICE

În general, formele vulcanice se grupează, pe spații mai restrînse sau mai extinse, formînd adevărate regiuni vulcanice. Aspectul morfologic al acestora este determinat de tipul erupției predominante și de stadiul de evoluție. J. Chardonnet (1955) distinge două tipuri principale de regiuni vulcanice : munți și platouri [1].

Regiunile de munți vulcanici constituie una dintre cele mai originale unități geomorfologice de pe Glob. În funcție de forma și direcția fracturilor care au înlesnit declanșarea erupției se pot întîlni mai multe tipuri de munți.

Fig. 309 — Evoluția reliefului într-o zonă lacolitică (după, N. A. Strahler).

[1] Platourile au fost tratate anterior.

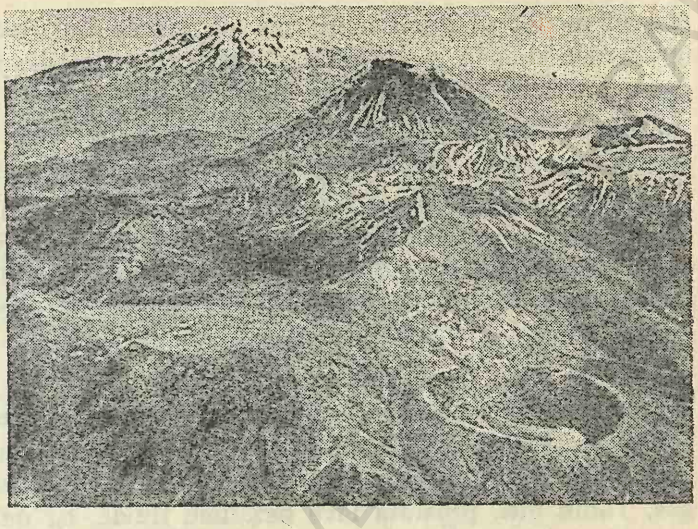


Fig. 310 — Conuri și cratere în munții vulcanici Tongariro din Noua Zeelandă (foto V. Browne).

— *Munții vulcanici izolați* sînt constituiți, în general, dintr-un singur edificiu vulcanic cu conuri și cratere adventive, situate pe flancurile sau în jurul conului central. Se întîlnesc atît în zonele continentale (Muntele Vezuviu, Monte Novo), cît și în zonele oceanice, unde formează insule izolate, ca în Oceanul Pacific.

— *Lanțurile de munți vulcanici*, formate în lungul fracturilor rectilinii, reprezintă o aliniere de mai multe conuri, bine individualizate prin înșeuări adînci. Cînd materialele emise de centrele apropiate se contopesc, individualitatea conurilor este estompată (fig. 310). Aici nu apare o rețea hidrografică radiară tipică, din cauza cumpenei alungite în lungul conurilor. Munții Căliman—Gurghiu—Harghita formează un asemenea lanț vulcanic.

— *Grupările de munți vulcanici* sînt constituite din conuri vulcanice izolate, asociate însă pe anumite areale. Distribuția lor haotică se datorește unei rețele de fracturi de diferite direcții și lungimi.

8. RĂSPINDIREA VULCANILOR PE GLOB

Numărul total al vulcanilor activi în timpurile istorice a fost estimat la peste 500, iar numărul vulcanilor care pot fi recunoscuți se ridică la zeci de mii (A. Rittmann, 1967). Repartiția lor pe suprafața Pămîntului este destul de neuniformă. Se constată totuși că marile zone vulcanice se suprapun uneori peste principalele regiuni seismice și orogenice

(cercul de foc al Pacificului) sau pe marile linii tectonice ale Globului (grabenele rhenan şi est-african). Majoritatea vulcanilor se grupează în patru provincii principale (fig. 311).

a) *Provincia de foc a Pacificului* cuprinde 78% din vulcanii activi. Această provincie include atît vulcani continentali cît şi insulari.

Cercul de foc al Pacificului porneşte din arhipelagul Aleutinelor, trece prin vestul Alaskăi, munţii Cascadelor, Sierra Nevada, Stîncoşi, Sierra Madre, Podişul Mexicului, Anzi, apoi în Noua Zeelandă, insulele din Pacificul vestic, Japonia, închizîndu-se în peninsula Kamciatca. Cuprinde 76% din vulcanii Globului, avînd un caracter intens exploziv.

Zona intrapacifică înglobează toate insulele vulcanice din partea centrală a oceanului, plus mulţimea de conuri vulcanice rămase sub nivelul apei. Majoritatea vulcanilor din insulele Hawai, Samoa, Galapagos, Tahiti etc., prezintă lave bazaltice fluide, cu un grad de explozivitate foarte redus.

b) *Provincia atlantică* include dorsala Atlanticului (Islanda, Azore, Ascension, Sfînta Elena, Tristan da Cunha), insulele Capului Verde, Canare, Fernando-Po şi zonele vulcanice din Irlanda, Scoţia şi Camerun. Vulcanii se caracterizează printr-o activitate mixtă.

c) *Provincia pontico-mediteraneeană* include insulele vulcanice din Marea Mediterană şi regiunile vulcanice din cele trei continente limitrofe.

Zona pontică cuprinde vulcanii din Munţii Caucaz, Munţii Elbrus, din podişurile înalte ale Anatoliei şi Armeniei, din insulele situate în Marea Egee şi cei din arcul carpatic (Oaş, Căliman, Gurghiu).

Zona mediteraneeană include vulcanii tyrhenieni (insulari sau continentali) şi regiunile din interiorul continentului : Eifel (inclusiv maarele) şi Podişul Central Francez (Mt. Dôre, Puy de Dôme, Mosenberg etc.).

d) *Provincia Africii de est şi a Orientului Apropiat* se suprapune pe marile dislocaţii tectonice, la care se mai adaugă şi vulcanii stinşi din Madagascar, insulele Comore, Maskare etc. Marele sistem de fracturi est-african, lung de 5 000 km, care se continuă pînă în Asia Mică (Marea Moartă), este însoţit de impunătoare conuri vulcanice (Meru 4 566 m, Virunga 3 740 m, Kilimanjaro 5 895 m etc.), sau întinse platouri vulcanice (Platoul etiopian), din care se înalţă cîteva conuri vulcanice (Ras Dajan 4 620 m).

Fig. 311 — Răspîndirea vulcanilor pe Glob (după, E m m. de M a r t o n n e).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

9. IMPORTANȚA VULCANILOR

Sînt cunoscute numeroase cazuri în care vulcanii au adus prejudicii omenirii : distrugerea de orașe, de vieți omenești, compromiterea recoltelor etc. Cu toate acestea solurile fertile și alte avantaje au dus la întemeierea de localități, în jurul lor, dintre cele mai înfloritoare. După distrugerea orașelor Pompei și Herculanum, din anul 79, în jurul Vezuviului și pe versanții acestuia s-au construit noi și numeroase așezări. Izvoarele termale și minerale au permis dezvoltarea unor stațiuni balneare cu renume. Majoritatea lor, ca și vulcanii înșiși au devenit și centre turistice. Apele fierbinți ale gheizerilor sînt de mult folosite în industrie și gospodărie de localnici. Bogăția vulcanilor în multiple resurse minerale, a atras dezvoltarea industriei miniere și siderurgice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul IV

RELIEFUL PSEUDOVULCANIC

În natură se întîlnesc unele fenomene sau forme de relief similare celor vulcanice, dar care sînt provocate de alte cauze. În această categorie se includ craterele meteorice şi vulcanii noroioşi.

1. CRATERELE METEORICE

Numeroasele cratere de pe Lună cu dimensiuni dintre cele mai variabile, au atras atenţia specialiştilor şi sub aspectul asemănării lor cu unele mici depresiuni circulare de pe Pămînt. Craterele lunare rezultă în urma căderii cu viteze mari a meteoriţilor, ce provoacă şi explozii foarte puternice [1]. Asemănarea unor forme de relief terestre cu craterele lunare, a condus la explicarea lor tot prin căderea şi explozia meteoriţilor. După A. C. Gifford (1930), meteoritul, pătrunzînd cu mare viteză în scoarţa terestră (peste 18 km/s), provoacă o explozie puternică, în urma căreia materialele acestuia şi cele dislocate sînt asvîrlite în toate direcţiile. Temperatura înaltă, degajată de explozie, poate duce, uneori, la topirea rocilor expulzate, lăsînd impresia unui fenomen vulcanic. Se cunoaşte precis craterul din Arizona, provocat de explozia unui meteorit. El are diametrul de peste 1 km şi o adîncime de circa 200 m. Valul circular de materiale, expulzate în jurul craterului, se ridică pînă la 50 m deasupra nivelului podişului. Asemenea cratere au mai fost semnalate şi în alte regiuni ale Globului, dar originea lor meteorică este încă discutată, unii vulcanologi considerîndu-le formate în urma unor puternice explozii freatice (maare).

[1] Explorările întreprinse de zborurile cosmice circumlunare, precum şi recentele aselenizări, au început să îmbogăţească cunoştinţele despre relieful lunar.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

2. VULCANII NOROIOȘI

Vulcanii noroioși au, în general, aspectul unor conuri de dimensiuni mici, fără să fie legați de venirea la zi a magmelor. Pentru apariția lor sînt necesare trei condiții, existente în același loc : emanații de gaze, roci „noroioase" (argile, marne) și apă de infiltrație sau pînze de apă pe direcția emanațiilor. Gazele pot proveni de la emanații vulcanice (Italia, America Centrală, Islanda), din zăcăminte de CO_2 sau gaze petrolifere, situate în domuri și anticlinale, precum și din zone cu descompuneri organice recente (în unele delte).

Cînd în acoperișul ce închide gazul există anumite crăpături, umplute cu apă ce înmoaie argila, atunci materialul mîlos poate fi împins pînă la suprafață și răspîndit sub forma unui mic vulcan. Se clădește pe încetul un con, ce poate căpăta forme diferite, în funcție de vîscozitatea mîlului și de presiunea gazelor. Pe centrul conului se află un crater, de obicei perfect rotund, umplut cu apă mîloasă, căpătînd aspectul unui „ochi de apă" (fig. 312). Cînd noroiul este vîscos, craterul se astupă destul de des, iar gazele ies la intervale diferite, pe măsură ce s-a creat o presiune necesară împingerii unui nou transport de mîl. În aceste cazuri, pe fundul craterului, se formează o umflătură, ca o semisferă, ce crește pînă la un maximum cînd se sparge, făcînd un zgomot de răbufnire. Spargerea poate fi urmată de apariția unor trepte mici de prăbușire, dispuse circular.

Conurile formate din noroi vîscos sînt înalte și tot mai înguste spre vîrf. Cînd noroiul este foarte subțire, situație întîlnită în special în timpul ploilor, conurile sînt foarte largi, teșite, gazele ies aproape continuu, ceea ce face ca ochiul de apă mîloasă să bolborosească într-una. Dimensiunile generale ale vulcanilor pot varia de la 1 m pînă la zeci de metri lățime și înălțime. Conurile se dispun pe anumite aliniamente, se grupează sau apar răzlețe. Uneori se înșiră pe linii de falii.

Aspectul înconjurător al reliefului vulcanilor noroioși, constituie un ansamblu specific, în care domină eroziunea prin șiroire. La ploi, se instalează rigole, ravene, șanțuri, sau chiar ogașe adînci, care se dezvoltă rapid datorită rocilor foarte moi și lipsei de vegetație. De aici și denumirea de „pămînturi rele" dată unor asemenea terenuri. În intervalele mai uscate, dintre ploi, o parte din suprafața conurilor crapă în poligoane. Dacă activitatea gazelor încetează, vulcanul este distrus de șiroire.

Cînd rocile prin care ies gazele nu dau mîluri (gresii etc.), sau întîlnirea cu apa nu se face decît foarte aproape de suprafață, atunci nu iau naștere conuri ci numai excavațiuni rotunde, în care apa mîloasă bolborosește intermitent sau continuu. Aceștia sînt „bolboroșii" sau „fierbătorile". Un caz special îl prezintă pseudovulcanii ce apar în urma unor cutremure ; pînza freatică poate răbufni la suprafață, din cauza tensiunilor, depunînd nisip și mîl sub formă de con, ca cel din lunca Siretului, în 1940 (N. Rădulescu, 1941).

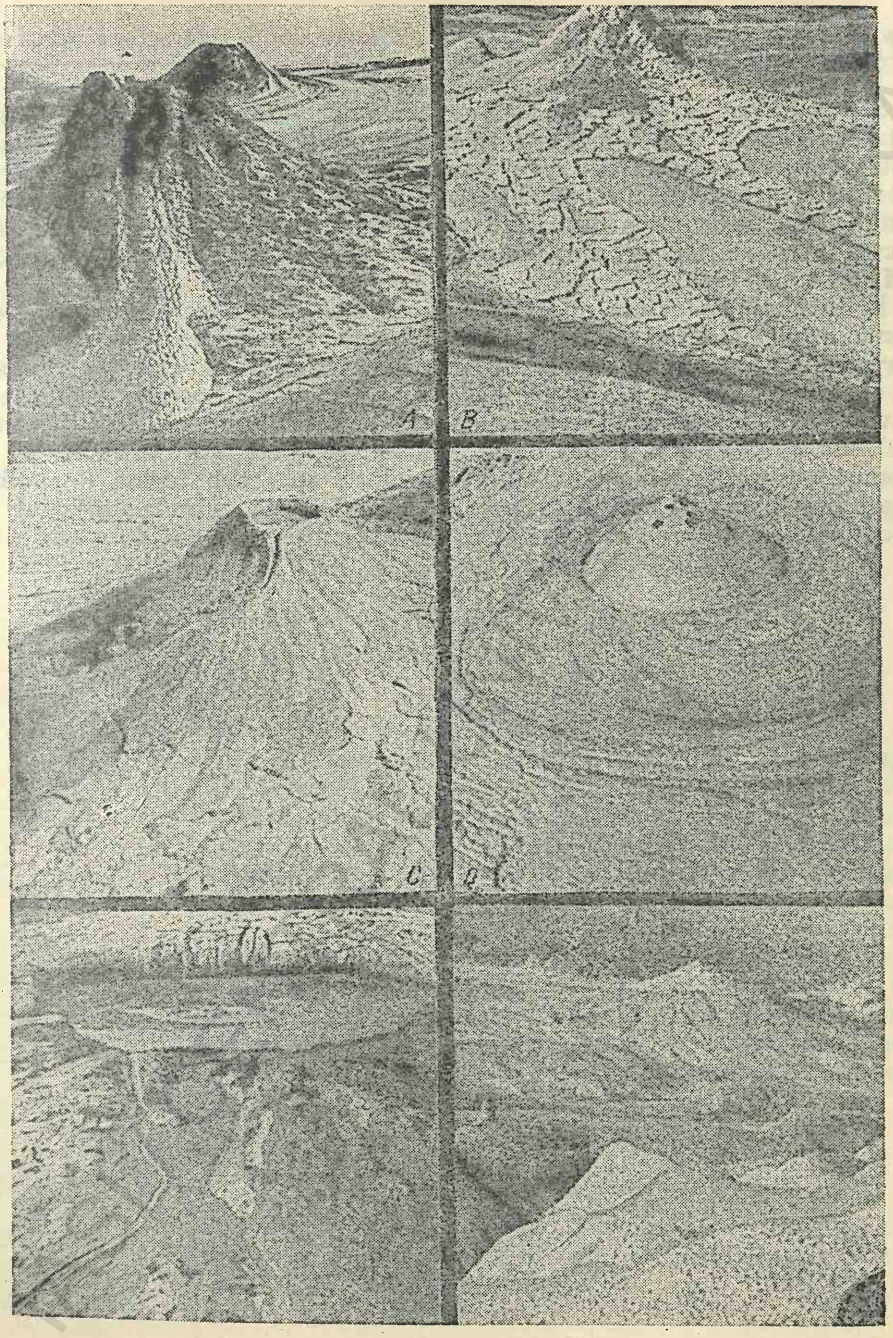


Fig. 312 — Tipuri de vulcani noroioşi:

A — curgere de noroi vîscos: *B* — crăpături de uscăciune (foto, B. S t r u n i c o v i c i); *C* — crater avînd curgere fluidă; *D* — balon de noroi înainte de spargere; *E* — lac de crater (bolboros); *F* — relief cu vulcani noroioşi (foto, I. I l i e).

S-a constatat că emanarea de noroi, a unor vulcani, prezintă o intensitate periodică crescută. Ea a fost pusă în legătură cu diferite cauze, între care atracția Lună-Soare (perioada de „maree" pentru locul respectiv) și presiunea atmosferică ; la trecerea unor depresiuni ciclonice, timp ploios, activitatea pare a fi mai intensă, deoarece presiunea atmosferică e mai mică, iar presiunea gazelor devine proporțional mai mare (M. Peahă, 1965).

În România se găsesc mulți vulcani noroioși, regiunea cea mai importantă fiind la Berca—Arbănași, lîngă Buzău, situată pe un anticlinal al stratelor pliocene ; sînt cunoscuți sub denumirea de pîcle, zalțe sau fierbători. Aici, din cauza sării și a petrolului, lipsește vegetația și ravenarea a transformat regiunea în „pămînturi rele". În Transilvania, vulcanii noroioși sînt legați de cutele diapire (linia Turda—Sibiu) și de domurile gazeifere din Podișul Tîrnavelor ; apar sub formă de bolboroși. În Oltenia se întîlnesc pe unele anticlinale subcarpatice, iar în Moldova apar foarte firav și sînt cunoscuți sub denumirea de gloduri.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PARTEA A PATRA

RELIEFURI SUB INFLUENȚA DIRECTĂ A CLIMEI

Acolo unde lipsește total sau aproape total pătura vegetală și chiar solul, factorii climatici — insolație, ger, vînt, precipitații — izbesc direct roca de suprafață, atacînd-o cu toată intensitatea. Atacul este variabil în funcție de oscilațiile acțiunii factorilor amintiți și diferențiat în funcție de rezistența fiecărei roci. De aceea, eroziunea va fi aici puternic diferențiată, petrografia și structura spunîndu-și din plin cuvîntul. Există două mari zone, extreme sub aspect climatic, care se încadrează în categoria respectivă : cea glaciară (plus periglaciară) și cea deșertică. În ambele, factorii amintiți mai sus, acționează în complex (gheață + zăpadă + îngheț + dezgheț + vînt + șiroire ; insolație + vînt + șiroire), unul sau doi dintre aceștia fiind local sau zonal, conducători.

BCU IASI / C... UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul I

RELIEFUL GLACIAR

Gheţarii, ca factor modelator al suprafeţelor terestre, îşi imprimă şi astăzi, ca şi în trecutul geologic, amprenta în trăsăturile şi formele reliefului din regiunile climatice reci ale Globului. În prezent, gheţarii acoperă o suprafaţă de 15 260 000 km² (J. Corbel, 1962). Gheţarii situaţi în zonele marilor latitudini, ajungînd pînă la nivelul bazinelor oceanice şi marine, constituie în ansamblul lor *gheţarii de calotă* sau continentali [1].

Masele de gheaţă cantonate pe vîrfurile munţilor înalţi formează *gheţarii montani* sau locali (această din urmă denumire desemnează suprafaţa restrînsă pe care o acoperă astfel de gheţari). Cele două calote de gheaţă polare, a Groenlandei şi Antarcticii, însumează singure 97% din suprafaţa totală a gheţarilor şi respectiv 99% din volumul gheţii de pe Glob. Rezultă că, numai 3% din această masă, respectiv 534 000 km², revine gheţarilor montani (fig. 313). Comparativ cu situaţia din timpul glaciaţiunii cuaternare, gheţarii de astăzi prezintă o extindere mult mai redusă. Din punct de vedere geomorfologic, gheţarii actuali ne informează asupra mecanismului complex al modelării glaciare a reliefului, în timp ce gheţarii pleistocenului, ne-au lăsat, în morfologie, o întreagă gamă de forme.

[1] Denumirea este oarecum improprie, întrucît şi gheţarii montani sînt tot pe continent, în timp ce banchiza se află situată pe marginea oceanelor.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

A. RELIEFUL GLACIAȚIUNII MONTANE

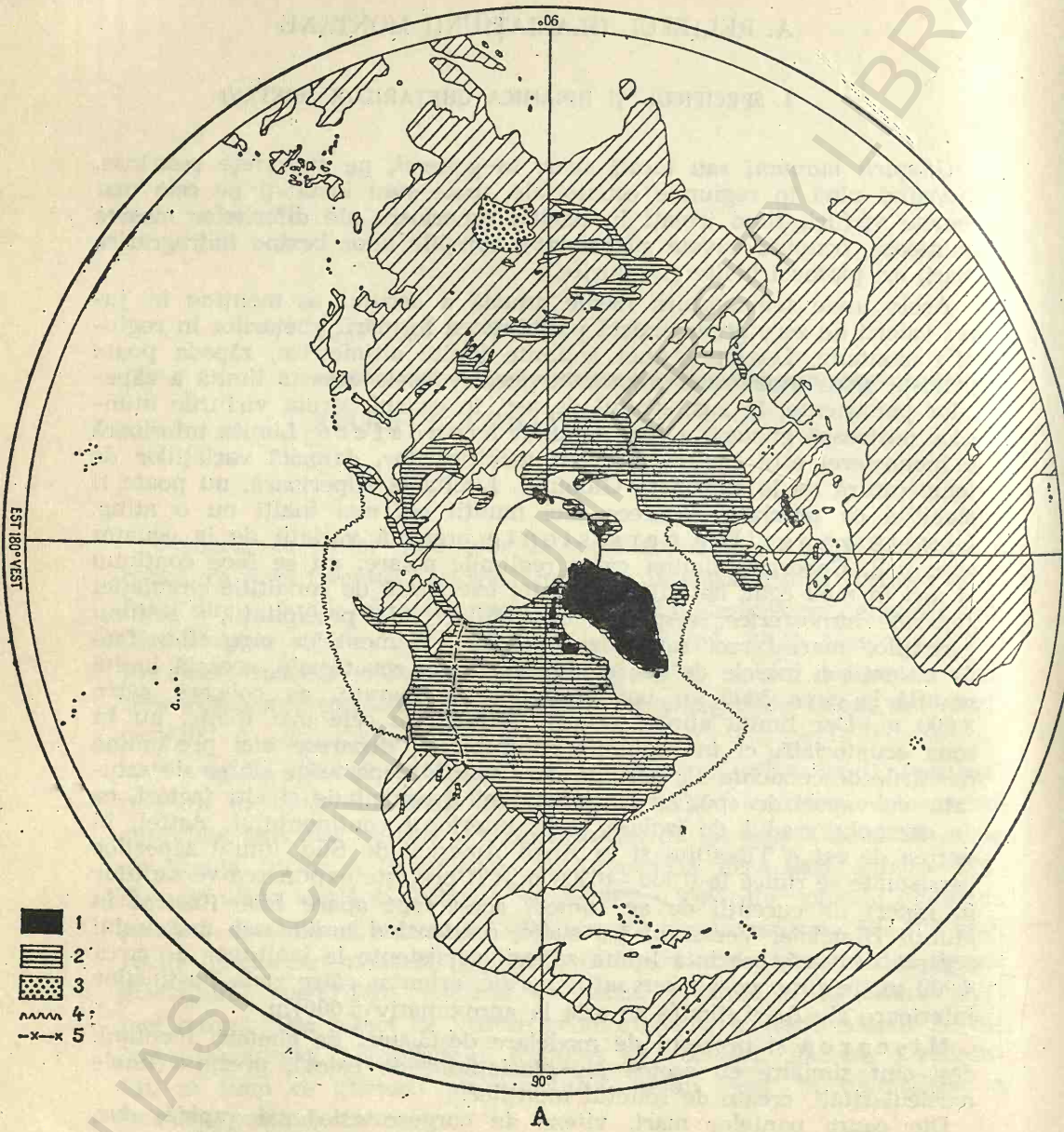
1. SPECIFICUL ȘI DINAMICA GHEȚARILOR MONTANI

Gheţarii montani sau locali apar, în general, pe suprafeţe restrînse, ajungînd pînă în regiunile ecuatoriale, unde stau instalaţi pe cele mai semeţe vîrfuri, fiind izolaţi în părţile superioare ale diferitelor masive muntoase, ocupînd cuvete suspendate, obîrşiile unor bazine hidrografice mari, ori platouri înalte şi vălurite.

Acolo unde temperatura medie anuală a aerului se menţine în jurul valorii de zero grade, există posibilitatea formării gheţarilor în regiunile montane. Deasupra unei anumite limite altimetrice, zăpada poate persista şi se transformă treptat în gheaţă. De la această limită a zăpezilor persistente, în sus, stratul de aer, în cadrul căruia vîrfurile munţilor păstrează gheţari, a fost denumit h i o n o s f e r ă. Limita inferioară a hionosferei este supusă frecvent modificărilor, datorită variaţiilor de temperatură de la suprafaţa Globului. Limita ei superioară, nu poate fi stabilită cu precizie, deoarece nici munţii cei mai înalţi nu o ating. L i m i t a z ă p e z i l o r p e r s i s t e n t e prezintă variaţii de la ecuator spre poli. Coborîrea limitei către regiunile polare, nu se face continuu şi nici în mod egal, datorită influenţei exercitată de condiţiile circulaţiei generale atmosferice, respectiv cantităţilor de precipitaţii, acţiunii curenţilor marini reci sau calzi, orientării elementelor orografice faţă de curenţii şi masele de aer etc. În regiunile ecuatoriale, această limită se află la circa 5000 m, iar în zonele temperate, ea coboară către 3 000 m. Dar limita atinge valorile altimetrice cele mai înalte, nu în zona ecuatorială, ci în regiunile subtropicale, deoarece aici predomină mişcările descendente ale aerului, care se află departe de starea de saturaţie cu vapori de apă. La oscilarea limitei contribuie şi alţi factori, ca de exemplu gradul de izolare către interiorul continentului. Astfel, în partea de est a Tibetului şi în Anzii Americii de Sud, limita zăpezilor persistente se ridică la 6 300—6 500 m. Cît priveşte expunerea versanţilor în raport de curenţii de aer umed, acest fapt apare bine ilustrat în Munţii Himalaia. Versantul lor sudic, condensînd umiditatea musonului oceanic de vară, prezintă limita zăpezii persistente la înălţimea de circa 4 900 m, în timp ce pe versantul nordic, orientat către zona pustiurilor interioare ale Asiei, limita se află la aproximativ 5 600 m.

M i ş c a r e a şi procesul de modelare desfăşurat de gheţarii montani, deşi sînt similare cu acelea ale glaciaţiunii de calotă, prezintă unele particularităţi, create de relieful munţilor.

Din cauza pantelor mari, viteza de curgere este mai rapidă, dar, diferenţiată pe sectoare, în raport de variabilitatea declivităţii suprafeţelor, grosimea masei de gheaţă etc. De exemplu, pe o pantă foarte slab înclinată, care atinge de-abia 1°, deplasarea gheţii se produce numai cînd grosimea acesteia ajunge la circa 60—65 m. În schimb, dacă panta

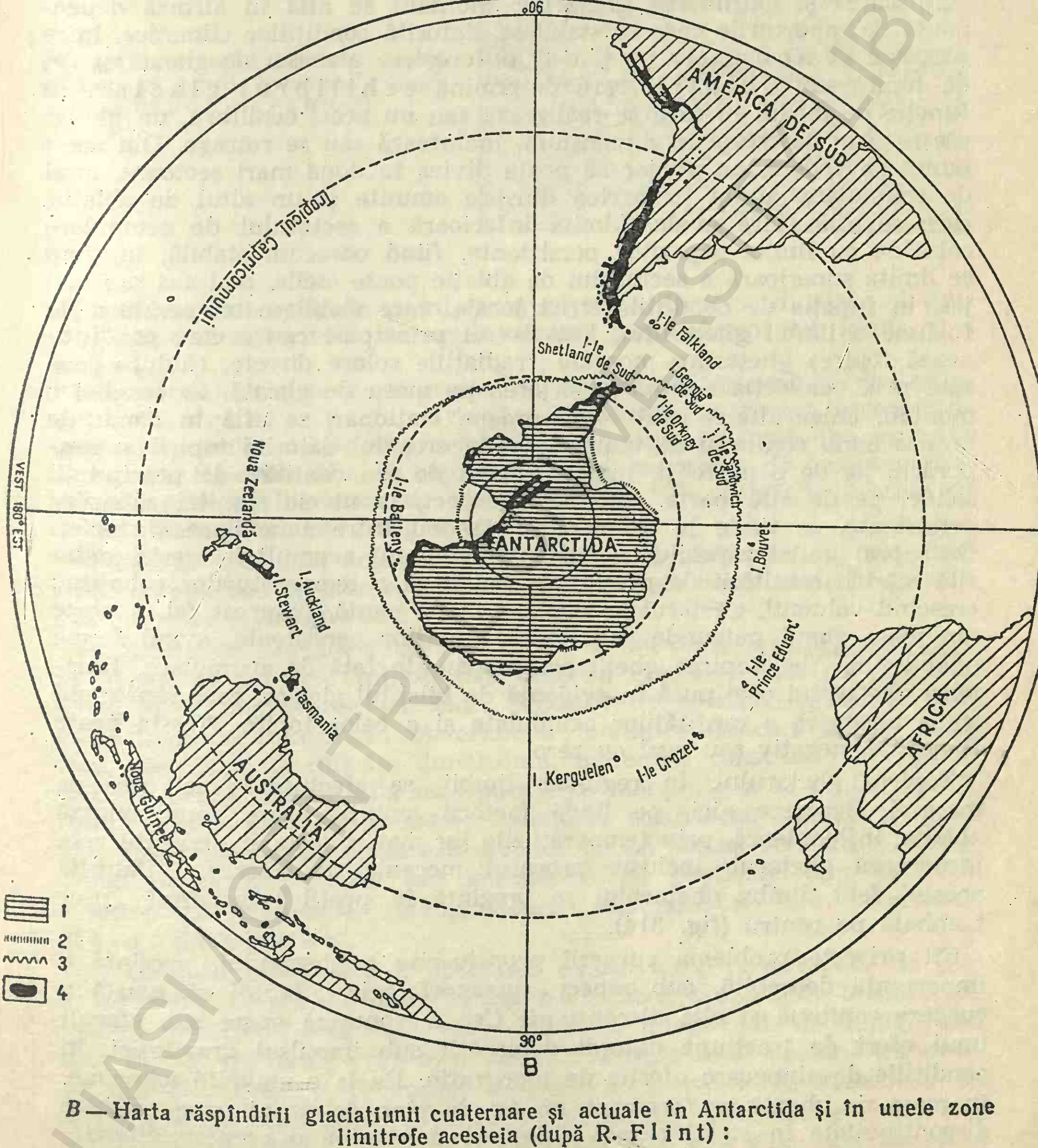


A

Fig. 313 — *A* — Harta răspîndirii ghețarilor pleistoceni și actuali în emisfera nordică (după, R. Flint):

1 — principalele suprafețe acoperite astăzi de ghețari; *2* — suprafețele afectate de ghețarii pleistoceni; *3* — suprafețe întinse, dar discontinui, afectate de ghețarii pleistoceni și actuali; *4* — limita probabilă, anuală, a extinderii gheții compacte.

BCU IAȘI / CENTRU UNIVERSITY LIBRARY



B — Harta răspîndirii glaciaţiunii cuaternare şi actuale în Antarctida şi în unele zone limitrofe acesteia (după R. F l i n t):

1 — principalele suprafeţe acoperite astăzi de gheţari (inclusiv cei plutitori) din Antarctida şi America de Sud; 2 — limita aproximativă a gheţarilor de şelf; 3 — limita actuală maximă a gheţii compacte; 4 — principale suprafeţe ocupate anterior de gh ari.

are 45°, gheața începe să se deplaseze cînd atinge de la 1,5 la 2,0 m grosime.

Mișcarea și extinderea ghețarilor montani se află în strînsă dependență de raporturile care se stabilesc, datorită condițiilor climatice, între procesul de acumulare și deci de creștere a masei de gheață și cel de topire sau ablație, care determină echilibrul glaciar. În funcție de modul în care se realizează sau nu acest echilibru, un ghețar crește sau descrește în dimensiuni, înaintează sau se retrage. Din acest punct de vedere, un ghețar se poate diviza în două mari sectoare, unul de acumulare, situat în partea dinspre amunte și un altul de ablație, care se află către avale. Limita inferioară a sectorului de acumulare coincide cu limita zăpezilor persistente, fiind oarecum stabilă, în timp ce limita superioară a sectorului de ablație poate oscila, mai sus sau mai jos, în funcție de condițiile strict locale, care stabilesc temperatura de fuziune a limbii ghețarului. Există trei principale cauze care condiționează topirea ghețarilor montani : radiațiile solare directe, căldura cauzată prin convecția aerului și șiroirea pe masa de gheață. Orice ghețar montan, chiar atunci cînd este aproape staționar, se află în condițiile unui schimb continuu de materie : reducerea lui datorită topirii și evaporării, pe de o parte și, înmagazinarea de noi cantități de precipitații solide, pe de altă parte. Sub acest aspect, la nivelul limitei zăpezilor persistente, se tinde la un echilibru mobil între acumulare și topire. Deasupra limitei zăpezilor persistente, volumul acumulării crește, datorită măririi cantității de precipitații solide și a temperaturilor coborîte ; crescînd volumul, ghețarul se deplasează pe pantă. În acest fel, o parte din masa gheții pătrunde sub limita zăpezilor persistente, avînd forma unei limbi. Aici, topirea gheții precumpănește față de acumulare. Dinamica ghețarului este pusă în evidență de bilanțul glaciar, care reprezintă suma algebrică a cantităților acumulate și a celor topite. Acesta poate fi pozitiv, negativ sau egal cu zero.

Topirea ghețarului, în regiunea limbii, se efectuează mai ales pe margini, deoarece aici, pe lîngă factorii amintiți, care condiționează ablația, influențează, prin temperaturile lor mai ridicate și versanții care încadrează ghețarul, inclusiv procesul mecanic de frecare. Datorită acestui fapt, limba ghețarului se prezintă în profil transversal ușor bombată pe centru (fig. 314).

Cît privește problema curgerii propriu-zise a ghețarului, prezintă o importanță deosebită, sub aspect geomorfologic, faptul că există o curgere continuă și alta discontinuă. Cea discontinuă apare sub efectul unui efort de tracțiune datorat deplasării sub impulsul gravitației, în condițiile de alunecare oferite de topografie. De la o anumită adîncime, în masa de gheață se formează un fel de plan de șariaj, care produce discontinuitate în stratificarea inițială și determină o curgere diferențiată și discontinuă în grosimea masei de gheață. Scurgerea continuă este superficială și se manifestă numai în condițiile în care eforturile mecanice nu produc rupturi în masa de gheață, stratificările din interio-

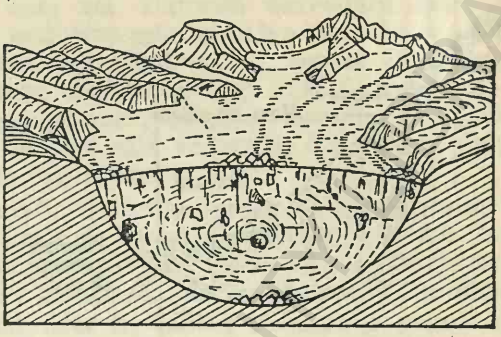


Fig. 314 — Aspectul bombat al limbii glaciare, în profil transversal (după Arthur Strahler).

rul acesteia sînt evidente și mișcarea regulată. Capătul dinainte al limbii gheţarului se termină mai mult sau mai puţin abrupt sub forma unei frunţi.

Alături de acţiunea de transport și acumulare, comune și gheţarilor de calotă, eroziunea (exaraţie) reprezintă un proces deosebit de important pentru modelarea reliefului, de către gheţarii din regiunile de munte. Pe ansamblu, ea reprezintă 90% un proces de eroziune propriu-zis exercitat de masa de gheaţă. Restul 10% cuprinde procese de torenţialitate și procese periglaciare.

Dat fiind specificul acţiunii prin eroziune al gheţarilor în mod deosebit în regiunile de munte, au putut fi conturate chiar unele legi ale eroziunii glaciare.

— Eroziunea glaciară se află în raport direct de grosimea masei de gheaţă și pantă. Intensitatea acesteia creşte o dată cu grosimea gheţii și cu micșorarea pantelor. Procesul de eroziune glaciară este intensificat de contribuţia materialelor morenice (blocuri uriașe, bolovani, pietrișuri de diferite dimensiuni, materiale constituite din particule mici etc.), care se află încorporate pe marginile și la fundul gheţarului. Prin intermediul acestora, gheţarul scrijelează pereţii și patul văii. Această eroziune brută este dublată de un proces de șlefuire, determinat de gheaţa curată sau amestecată cu particule fine de rocă, avînd o granulometrie asemănătoare nisipului și care constituie „făina de gheţar".

— Gheţarul desfășoară o puternică eroziune laterală, cît și o eroziune în sens longitudinal. Roca versanţilor afectată de îngheţ, prezintă fisuri mari care înlesnesc gheţarului să smulgă mai uşor blocuri de rocă ; eroziunea laterală lărgeşte mult profilul transversal al văilor glaciare. Eroziunea în profil longitudinal se deosebeşte de aceea a apelor curgătoare, prin faptul că gheaţa, acolo unde panta este mai mare, acţionează mai slab. Cînd panta este însă mai mică sau cînd gheţarul întîlneşte contra-pante și praguri, forţa lui de eroziune devine maximă. Masa de gheaţă ajungînd deasupra pragului se fisurează și se

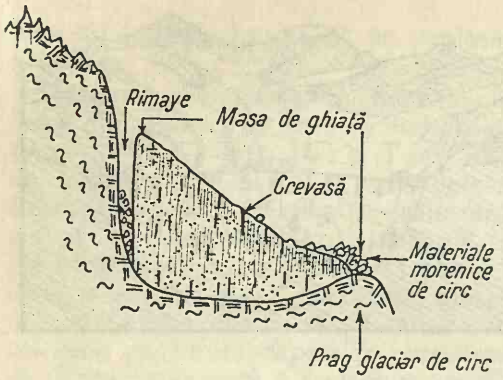


Fig. 315 — Rimaye și pragul glaciar care barează circul glaciar către valea glaciară (după M. Grigore)

fragmentează în blocuri, care se vor suda între ele mai jos pe pantă și apăsînd puternic intensifică eroziunea. În acest fel, pragurile din cadrul văilor glaciare sînt mai puțin supuse eroziunii (fig. 315). Acest mod de a eroda al ghețarului în excavațiile din fața contrapantelor se numește subsăpare și creează profile longitudinale în trepte, compuse din praguri și bazinete sau excavații de subsăpare.

— Eroziunea glaciară nu conduce la atingerea unui profil de echilibru, deoarece această acțiune a ghețarului nu se desfășoară în raport de un nivel de bază. Am putea afirma că, de fapt, nivelul de bază al ghețarilor montani, l-ar forma extremitatea inferioară a sectorului de ablație, unde bilanțul glaciar este întotdeauna negativ.

— Eroziunea glaciară are o intensitate diferențiată, în funcție de sectoarele sau părțile componente ale ghețarului. Eroziunea cea mai puternică se manifestă în cadrul văilor, unde masele de gheață curg, presează, smulg și tîrăsc cantități mari de rocă. În perimetrul circurilor, eroziunea este, în ansamblul ei, mai redusă, ea exercitîndu-se nu atît prin deplasarea gheții, cît mai ales datorită imensei presiuni cauzată de grosimea foarte mare.

2. TIPURI DE GHEȚARI MONTANI

Tipurile se deosebesc după aspectul lor exterior.

a) *Ghețarul alpin sau de vale* este bine reprezentat pe vîrfurile înalte ale Alpilor. Se compune din : bazin de alimentare cu zăpadă, circul cu gheață și limba. Zona de alimentare este acoperită de o zăpadă mai densă, grăunțoasă, denumită firn sau névé. Zona névé-ului este permanentă, începînd, în medie, de la altitudinea de 3000 m în sus. Ea alunecă încet, alimentînd în permanență circul ce cantonează o cantitate mare de gheață. Din circ, gheața este evacuată continuu prin

limbă, care alunecă în cadrul unei văi. Datorită dezvoltării mari a limbii, gheţarul de tip alpin se mai numeşte şi gheţar de vale. Uneori, limbile prezintă ramificaţii, ajungînd să ia aspect de reţea. De asemenea, limbile se pot uni prin confluenţe (fig. 316). O caracteristică în plus, a acestui gheţar, este prezenţa multor morene de fund. Unul dintre cei mai mari gheţari de vale este Fedcenko din Pamir, lung de 77 km ; în Alpi, gheţarul Aletsch are 24 km.

b) *Gheţarul pirenian* are ca specific prezenţa masei de gheaţă numai în interiorul circului. Este mic şi lipsit de limbă. Restrîngerea gheţarului este determinată de condiţiile climatice, relativ secetoase, şi de limita zăpezilor persistente mai ridicată ; ablaţia împiedică formarea limbilor de gheaţă. Gheţarul fiind cantonat doar în cadrul circului, a primit şi denumirea de gheţar suspendat sau de circ. Are multe morene de suprafaţă şi interioare provenite din pereţii înalţi ai circului, aduse de avalanşe şi desprinse prin crioclastism. Nu prezintă morene de fund. Este tipul de gheţar specific Munţilor Pirinei. Pentru munţii din ţara noastră, el a fost specific fazei glaciare Würm, cînd majoritatea gheţarilor şi-au retras limbile, rămînînd numai în circuri.

c) *Gheţarul de platou* se întîlneşte rar, avînd forma unei mici calote de gheaţă. Se instalează pe zone de largi excavaţii ale platourilor foarte înalte, slab alimentate cu zăpezi. Un astfel de gheţar se întîlneşte în Alpii Dauphinezi, iar în pleistocen se pare că a existat şi pe suprafeţele de nivelare înalte din Munţii Retezat.

d) *Gheţarul himalaian* reprezintă un caz particular al gheţarului alpin, fiind însă mai complex şi de proporţii. Este caracteristic pentru Munţii Himalaia, unde zona zăpezilor persistente este extrem de extinsă, de la 4700 m la peste 8000 m. Gheţarii îşi dezvoltă limbi foarte lungi, care depăşesc de multe ori 50 km, avînd aspectul unor fluvii de gheaţă,

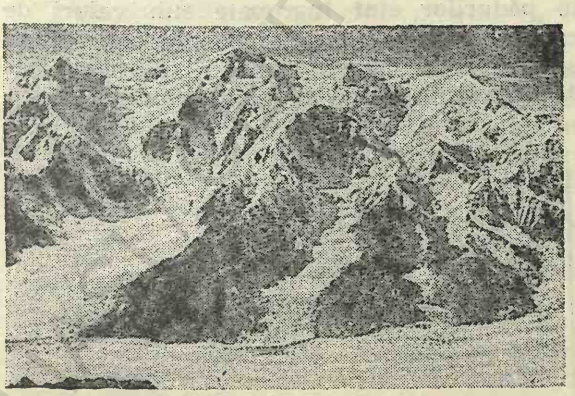
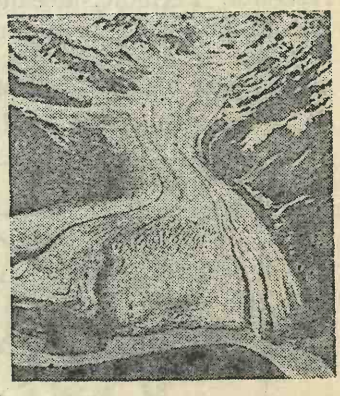


Fig. 316 — *A* — Confluenţă de limbi glaciare (foto B. Washburn),



B — Gheţar de vale în Alaska (foto Austin, Post)

cu frecvente confluențe. Prin înșeuări de transfluență, gheața, foarte groasă, trece peste cumpene, unindu-se astfel ghețarii vecini. Vara, în zona de intensă ablație, se formează lacuri și torenți care timp de 1—2 luni sapă albii și terase în ghețar. În Himalaia se disting două mari zone de glaciație, una către est, în perimetrul vîrfului Chomolugma (Everest), iar cealaltă către vest, în Kara-Korum. Dintre ghețari menționăm: Rakhiot, Bazhin, Sikkim, Siachen, lung de 72 km, Rongbuk etc.

e) *Ghețarul de tip Kilimandjaro*, specific munților cu același nume, se află instalat în cratere vulcanice. Trece și peste marginile craterului, coborînd sub formă de limbi dispuse radiar pe pantele conului. Privit de la înălțime el se înfățișează ca o stea uriașă (fig. 317). Astfel sînt ghețarii Shira, Mawenzi și Kibo din Munții Kilimandjaro și Lewis, Heim, Forel, Diamond, Gregory, Tyndal, Darwin, Krapf, Joseph, César, Nord etc., în Kenia.

f) *Ghețarul de tip norvegian* este specific zonei de munți vechi ai Norvegiei, ridicați și faliați la începutul cuaternarului și care au rămas sub forma unei platforme înălțată, cu abrupturi de mai multe sute de metri. În aceste regiuni se află instalați ghețarii, cu aspect de platoșă, din care pornesc periferic limbi de gheață cu dimensiuni, în general, reduse. Aceste platoșe de gheață sînt denumite i c e f j e l d, iar limbile, i c e s t r o m. În zona limbilor de gheață apar și morene.

g) *Ghețarul de tip alaskian* este specific regiunilor muntoase înalte din Alaska, care depășesc uneori altitudinea de 5000 m. Ghețarii alunecă pe văi și ajungînd la poalele munților, confluează, formînd veritabile piemonturi de gheață. Este cazul ghețarului Malaspina, cu o suprafață de circa 4000 km^2. Sînt numiți și g h e ț a r i d e p i e m o n t. Pe suprafața gheții se depune un strat de praf rezultat din dezagregarea rocilor. Uneori, apar chiar soluri, pe care se poate instala o vegetație arborescentă. Periodic, areale ale pădurilor sînt îngropate sub valuri de gheață provenite prin alunecare din sectoare înalte. Părțile care ajung la ocean se desprind, din cauza mareelor, formînd ghețarii plutitori, denumiți i c e b e r g-uri. Datorită climatului umed și relativ călduț din zo-

Fig. 317 — Ghețar de tip Kilimandjaro.

nele lor periferice, gheţarii alaskieni prezintă uneori topiri intense. De asemenea, ei nu formează, în părţile inferioare, morene propriu-zise, ci acumulări aluvionare, dispuse în pînze groase, care înlesnesc procesele de solificare. Vara, topirea inegală a gheţii de sub aceste depozite aluvionare, creează o topografie cu aspect vălurit. În afară de Malaspina, în Alaska mai sînt gheţarii Bering şi Alsek, în Chile, San Rafael etc.

3. RELIEFUL CREAT DE GHEŢARII MONTANI

Relieful generat de gheţarii montani, cuprinde în ansamblu forme de eroziune şi forme de acumulare. Specific, este faptul că aceste forme se dispun într-o anumită etajare.

a. Forme de eroziune

Cele mai numeroase şi diferenţiate ca aspecte, sînt formele de eroziune, acestea fiind prezente pe tot parcursul sau traseul de acţiune al gheţarului.

— Circul glaciar este o depresiune, în linii mari semicirculară sau semieliptică, dominată de versanţi abrupţi şi care este, sau a fost, ocupată de un gheţar. În circulaţie au mai intrat şi termenii româneşti de căldare sau zănoagă; în germană se foloseşte denumirea de kar, iar în Scoţia termenul de corrie. Datorită formelor variate pe care le pot prezenta, circurile au fost clasificate diferit. De exemplu, se deosebesc circuri de ravenă, de versant sau perete, circuri în formă de pîlnie, circuri de obîrşie de vale etc. De asemenea, în funcţie de modul lor de grupare sau de asociere, pot fi deosebite : circuri compuse sau complexe care rezultă din gruparea sau îngemănarea celor simple şi circuri în trepte sau etajate (fig. 318).

În privinţa genezei s-au conturat, în ansamblu, două categorii de teorii. Teoriile glacialiste consideră că circurile s-au format în bazinele torenţiale, care fragmentează crestele munţilor înalţi (fig. 319). Astfel de bazine se transformă progresiv în circuri, trecînd de la forma conică la aceea de bazin semicircular. Teoriile antiglacialiste consideră că circurile sînt rezultatul proceselor intense de gelivaţie, nivaţie şi chiar al apelor, peste care se suprapune acţiunea gheţii. Cu alte cuvinte, procesele periglaciare joacă rol esenţial în conturarea iniţială a circurilor.

În geneza circurilor glaciare, J. Tricart şi A. Cailleux (1926) disting trei faze : incipientă, de névé şi a treia de evoluţia circurilor. În faza iniţială, avalanşele şi vîntul transportă cantităţi apreciabile de zăpadă pe amplasamentul viitorului circ, care poate fi o zonă uşor excavată de la obîrşia unei văi, mici denivelări în cadrul cărora acţiunea apelor curgătoare este foarte slabă, mici nişe pe versanţi, accidente structurale etc. (fig. 320). Zăpada se stratifică, iar apa provenită din topirea

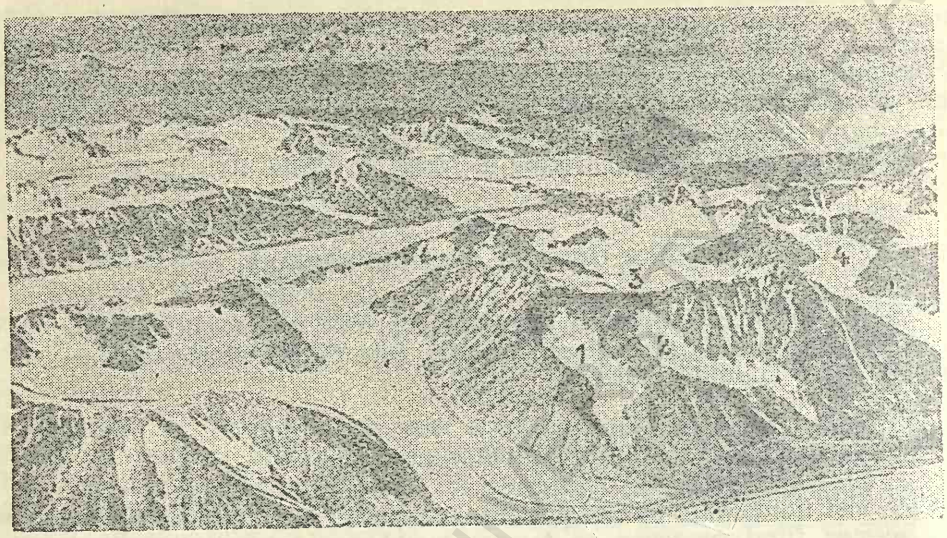


Fig. 318 — Circuri glaciare în trepte sau etaje în Spitzberg:
1, 2, 3, 4 — circuri în trepte (foto, Inst de geogr. al Univ. din Bonn).

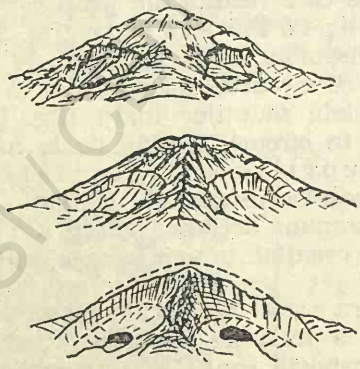


Fig. 319 — Alarea circurilor glaciare în foste bazine torențiale de recepție (după, J. Tricart și A. Cailleux).

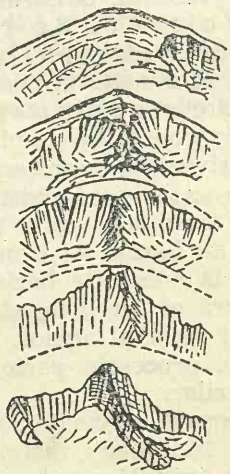


Fig. 320 — Faze în formarea circurilor glaciare (după, J. Tricart și A. Cailleux)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY

sa parțială, transportă materialele dezagregate prin gelivație, mai ales din sectoarele marginale, unde sînt frecvente oscilațiile termice. Excavația crește în diametru și adîncime. Procesul stratificării de zăpadă crește, o dată cu mărirea excavației și se transformă cu timpul în névé (faza a doua). Excavația odată formată, evoluează „mușcînd" progresiv panta, făcînd să crească înălțimea pereților care o delimitează. Névé-ul rămîne imobil, atît timp cît grosimea este insuficientă pentru ca masa acestuia să depășească coeficientul de frecare. În acest sens, panta de suprafață a gheții joacă un rol important. După L. Lliboutry (1958), în procesul de alunecare a gheții din circ intervine apa de topire din timpul verii, care prin presiunea hidrostatică, înlesnește deplasarea. Gheața trece astfel în avale de prag, alunecînd peste această bară. De asemenea, un rol important în deplasarea gheții din interiorul circului îl are acea crăpătură sau deschidere verticală, denumită rimaye, care se interpune, în amunte, între peretele de rocă al circului și masa de gheață. Ea dovedește neaderența ghețarului la pereții de stîncă ai circului și rezultă din procesul intens de gelivație, abundența apei de topire, izvoare etc.

În ultima fază a evoluției, are loc o retragere activă a pereților către amunte și o modelare lentă a fundului circurilor. Cele două procese se desfășoară oarecum independent, retragerea pereților făcîndu-se prin gelivație, iar modelarea fundului cuvetei, datorită presiunii gheții, a erodării cu materiale morenice etc. Apar căldări glaciare cu diametre mari și circuri complexe, ca rezultat al intersectării crestelor care separă circuri învecinate (fig. 321).

În geneza și evoluția circurilor glaciare joacă rol o serie de aspecte ca : structura și roca, condițiile morfoclimatice ș.a. De exemplu, circurile glaciare rezultate prin atacarea capetelor de strat din structura

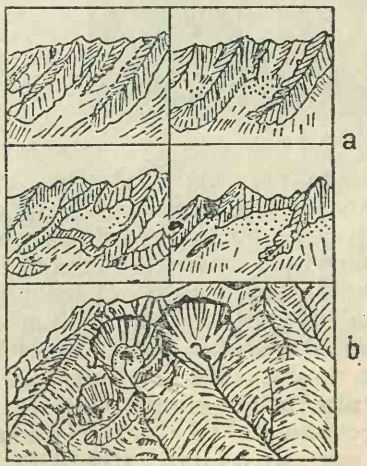
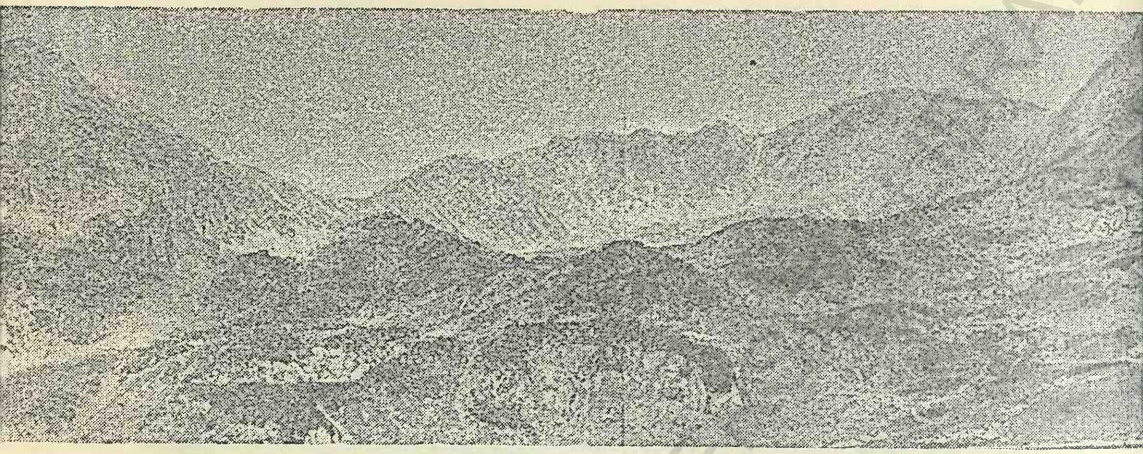


Fig. 321 — Circuri complexe:
a și *b* — diferite faze în formarea circurilor complexe.



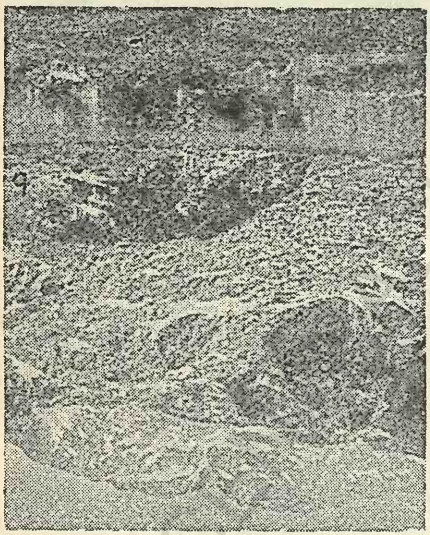


Fig. 322 — Circuri și lacuri glaciare în Munții Retezat:

a — foto, Gr. Posea, *b* — foto, M. Grigore.

monoclinală, se prezintă asimetrice, sînt mai adînci, cu pereți foarte abrupți și înalți. Din acest punct de vedere, unii cercetători deosebesc circuri consecvente, subsecvente, obsecvente etc. În ce privește condiția morfoclimatică, circurile se dezvoltă cu precădere în vecinătatea limitei zăpezilor persistente ; de asemenea, în evoluția lor are influență orientarea sau expunerea versanților și suprafețelor. În timpul pleistocenului, circurile glaciare s-au plasat altimetric și în funcție de intensitatea fazei glaciare căreia îi aparțin.

În multe din fostele circuri glaciare, care au funcționat în pleistocen, azi se află cantonate lacuri glaciare, denumite popular : tăuri, zănoage sau „ochiuri“ (fig. 322).

— Custurile (Karling-urile) se formează datorită îngustării şi intersectării crestelor prin retragerea versanţilor circurilor învecinate rezultînd culmi despărţitoare foarte ascuţite şi fierăstruite, denumite custuri sau karling-uri (în limba germană). Procesele crionivale fragmentează custurile, sculptînd, în cadrul lor, un relief constituit din ace, vîrfuri cu aspect piramidal, lame sau muchii foarte înguste şi zimţate etc. Custurile pot fi prezente şi în lungul culmilor care flanchează văile glaciare. Prin sectoarele mai coborîte din cadrul custurilor, masa de gheaţă din interiorul unui circ cu poziţia altimetrică mai mare, poate să debuşeze într-un circ vecin, situat mai jos. Acest sector, de trecere este denumit *înşeuare de transfluenţă*.

— Valea glaciară reprezintă partea sau făgaşul prin care curge limba gheţarului. În linii generale, ea se aseamănă cu un uluc sau jgheab uriaş, al cărui profil transversal prezintă forma de „U". Uneori, văile glaciare pot prezenta şi forma de „V" (cazul unor văi glaciare din Munţii Vosgi), sau profil complex adică de „V" dar şi de „U" (fig. 323).

În afară de văile glaciare mari, există şi cele afluente, care se termină brusc, deasupra văii principale, colectoare. Ele au primit denumirea de văi suspendate sau troghuri. În Alpi, denivelarea dintre valea colectoare şi valea suspendată, atinge 200 m, iar pe marginea fiordurilor norvegiene ajunge şi la 500 m.

Un alt aspect prezintă văile glaciare îmbucate, formate dintr-un uluc larg, în interiorul căruia a fost sculptată o vale mai recentă şi mai strîmtă. În profil transversal, ele au două rînduri de versanţi abrupţi separaţi printr-un pod îngust, formînd umeri de vale glaciară (fig. 324). Ei constituie mărturii ale fazelor glaciare succesive,

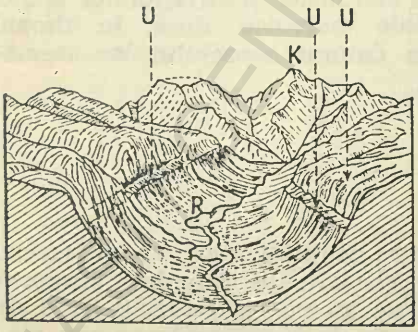


Fig. 323 — Profil transversal printr-o vale glaciară:

U — umeri glaciari, *K* — custuri (karling-uri); *R* — rîu încrustat în ulucul fostei văi glaciare (după, Arthur Strahler).

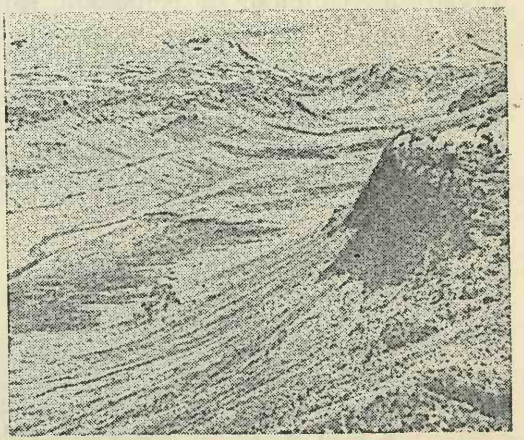


Fig. 324 — Vedere de ansamblu asupra văii glaciare Studer din Arhipelagul Kerguelen (foto Aubert de la Rue).

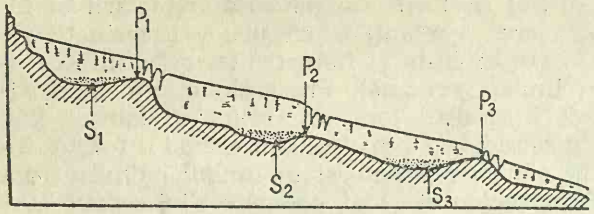


Fig. 325 — Praguri glaciare în patul văii glaciare, în profil longitudinal (după M. Grigore):
P_1, P_2, P_3 — praguri; S_1, S_2, S_3 — zone de subsăpare.

gheţarii mai noi adîncindu-se în văile celor vechi. Există şi posibilitatea ca valea mai îngustă şi mai joasă să prezinte limba îngustă din faza retragerii. Alteori, umerii au proveniență periglaciară.

Profilul longitudinal al văii glaciare are mari denivelări, formînd praguri şi cuvete sau bazinete largi. Ele rezultă din procesul de subsăpare glaciară (fig. 325). Primul prag, şi cu cea mai mare poziție altimetrică, este cel care separă circul de valea glaciară. Adîncirea cuvetelor din spatele pragurilor, permite gheţii să crească în grosime şi să acţioneze mai mult în contrapantă prin subsăpare. Cea mai mare cuvetă se află în partea inferioară a văii, fiind denumită bazinet terminal. Dimensiunile mai mari ale acestuia se explică prin aceea că în limitele lui s-a aflat zona de înaintare şi retragere sezonieră a frunţii gheţarului. După retragerea limbii glaciare, aceste bazinete se umplu cu apă, formînd lacuri (lacurile Geneva şi Constanţa din Alpi). Cu timpul lacurile se pot colmata, apărînd cîmpii reduse ca suprafaţă. Instalarea reţelei de ape curgătoare, taie în fosta vale glaciară, văi cu aspect de chei, drenînd totodată şi apele lacurilor din bazinete. În depozitele aluvionare ale cîmpiilor de colmatare, rîurile sculptează ulterior terase.

— Rocile vălurite, cunoscute şi prin denumirea de „spinări de berbeci" (roches moutonnées), apar sub forma unor ondulări pe pragurile glaciare. Ele se datoresc şlefuirilor şi striaţiunilor adînci trasate de gheţarul încărcat cu materiale morenice, dure, în timpul curgerii. Denumirea atît de plastică s-a datorat aspectului lor asemănător, de la distanţă, cu spinările oilor.

b. Forme de acumulare

Gheţarii smulg, în timpul înaintării lor, cantităţi mari de materiale, din pereţii şi fundul circurilor şi văilor glaciare, pe care le transportă şi în interiorul masei lor. Ei transportă, de asemenea, cantităţi mari de nisipuri şi praf aduse de către vînt, blocuri cărate de avalanşe sau dislocate din pereţii laterali prin procese periglaciare. În ansamblu, morenele reprezintă o aglomerare de blocuri eterogene, împlîntate într-o masă de materiale mai fine, argilo-nisipoase. O dată cu retragerea şi topirea gheţarului, aceste materiale sînt depuse în diferite poziţii.

În raport de dinamica lor, morenele se împart în : mobile sau mișcătoare și fixe. Primul tip se deplasează o dată cu masa gheţarului. Cele fixe sînt depuse în faţa limbii glaciare, la linia de topire totală. Morenele mobile se subîmpart în raport de poziţia lor în : morene de suprafaţă, morene de fund, morene interne, morene frontale.

— Morenele de suprafaţă sînt transportate de gheţar pe spinarea sa. Cele mai mari cantităţi de materiale se găsesc la contactul cu pereţii văii, formînd morena laterală (fig. 326). Cînd doi gheţari confluează, morenele lor laterale se contopesc, rezultînd morene mediane sau centrale (fig. 326).

— Morenele de fund iau naştere din materialele smulse de gheţar pe tot parcursul zonei de frecare cu fundul văii (fig. 326). Obişnuit, aceste morene se află localizate în sectorul cel mai mult adîncit de gheţar.

— Morenele interne rezultă din pătrunderea morenelor de suprafaţă în corpul gheţarului şi în mod deosebit al celor mediane (fig. 326). Cînd masa gheţarului este mai subţire, morenele interne, datorită presiunii gheţii şi greutăţii blocurilor, pot ajunge în poziţia morenelor de fund.

— Morenele frontale sau terminale (fig. 327) reprezintă materialul transportat în zona frontală a limbii, unde sînt depuse sub

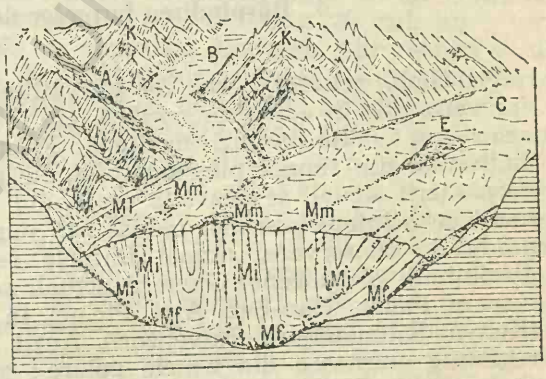


Fig. 326 — Tipuri de morene:

A, *B*, *C* — trei limbi glaciare care confluează; *Ml* — morenă laterală; *Mm* — morenă mediană; *Mi* — morenă interioară; *Mf* — morenă de fund; *E* — viitor bloc eratic; *K* — karling sau custură (după, Emm. de Martonne).

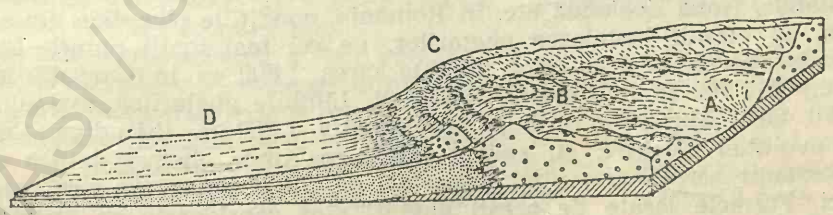


Fig. 327 — Morenă terminală sau frontală:

A — depresiune terminală; *B* — zonă de drumlin-uri; *C* — valul dublu al morenei frontale; *D* — cîmpie fluvio-glaciară (sandră) (după, Emm. de Martonne).

forma unor potcoave uriașe sau semicercuri, avînd convexitatea spre avale. În această parte intervin și apele subglaciare, instalate, vara, sub limba gheţarului și care transportă materiale aluvionare smulse din morena de fund. În spatele valului morenaic se observă un fel de movile, denumite d r u m l i n-uri, care se formează prin depunerea grămezilor de morene existente în interiorul masei de gheață la topirea totală a părții frontale.

c. Forme de acumulare fluvio-glaciară

Apele rezultate din topirea gheţarului se încarcă cu material morenaic fin, pe care îl transportă la diferite distanțe și cu care clădește o serie de forme denumite fluvio-glaciare. Aceste depozite se dispun în largi amfiteatre sau mari conuri de dejecție, mult aplatizate, care se îngemănează, formînd c î m p i i f l u v i o - g l a c i a r e sau s a n d r e (fig. 327). Uneori, aceste sandre ocupă regiuni mult extinse. În ele, apele curgătoare pot forma ulterior terase fluvio-glaciare.

d. Răspîndirea formelor de relief

Pe Glob, relieful creat de glaciațiunea de munte apare destul de frecvent, atît în emisfera nordică, cît și în emisfera sudică, pe vîrfurile celor mai înalte lanțuri montane. Formele existente aparțin fie glaciațiunilor din timpul pleistocenului, fie gheţarilor actuali. Relieful creat de gheţarii actuali se dezvoltă pe fondul celui vechi, pleistocen și în general cu o intensitate mai redusă ; în multe regiuni, persistă, în diferite grade de conservare, numai formele relicte ale reliefului din fazele glaciațiunii pleistocene. Gheţarii actuali se întîlnesc în : Himalaia, Kara-Korum, Pamir, Tian-Șan, Alpi, Pirinei, în cei mai înalți munți din Africa (Kenya, Kilimandjaro, Ruvenzori), Anzii Americii de Sud etc., cît și în regiunile muntoase din zonele polare : gheţarul Malaspina din Alaska, gheţarii din Spitzberg, Novaia Zemlia, nordul munților Scandinaviei, în Islanda, Noua Zeelandă etc. În România, condițiile climatice din pleistocen, au permis instalarea gheţarilor, pe cei mai înalți munți. Limita zăpezilor persistente coboară pînă la circa 1 800 m în Carpații Meridionali și 1 700 m în Carpații Orientali. Limbile gheţarilor, mai ales în nordul țării, ajungeau pînă la aproximativ 1 300 m altitudine. Condițiile evoluției glaciare, au permis instalarea unor gheţari de tip alpin pe versanții nordici și vestici și gheţari de tip pirenian (de circ), pe cei sudici. Formele lăsate de acești gheţari sînt considerate ca aparținînd ultimelor două faze glaciare, Riss și Würm. Urmele sînt reprezentate prin : circuri glaciare, văi glaciare, umeri și praguri, troguri, custuri, morene, lacuri glaciare etc.

B. RELIEFUL GHEȚARILOR DE CALOTĂ

Activitatea gheţarilor de calotă (continentali) prezintă multe elemente comune cu cea a gheţarilor montani. Glaciaţiunea actuală de calotă ocupă suprafeţe întinse în Antarctida, Groenlanda, Islanda, Spitzberg, insulele Franz Iosef, Novaia Zemlia, Severnaia Zemlia etc.

1. TIPURILE ACTUALILOR GHEȚARI DE CALOTĂ

După extindere, morfologie şi dinamică, actualii gheţari de calotă pot fi grupaţi în patru tipuri : antarctic, groenlandez, islandez şi Spitzberg.

Tipul antarctic. Din 14 100 000 km², cît însumează Antarctida, calota actuală acoperă 13 975 000 km². Suprafeţele de uscat ocupă spaţii reduse, grosimea şi volumul gheţii prezintă valori foarte mari, iar mobilitatea gheţii creşte spre zonele marginale. Înălţimile absolute ale masei de gheaţă ating 3 000—4 700 m, iar înălţimea medie are valori între 2 250 şi 2 300 m. O astfel de înălţime medie nu atinge nici un alt continent. Volumul estimativ al gheţii antarctice este de circa 20 mil. km³ ; prin împărţirea uniformă a acesteia pe suprafaţa Europei, s-ar realiza o platoşă groasă de peste 2 000 m. Relieful fundamentului calotei este variat, cuprinzînd întinse domenii de platouri şi depresiuni subglaciare.

Morfologia fundamentului şi particularităţile regionale ale climei influenţează morfologia şi dinamica gheţarilor. Astfel, în zona Polului Sud, altitudinea absolută a gheţii este de 2 800 m, relativ mică în comparaţie cu zonele din estul şi chiar vestul acestui continent. Explicaţia rezidă atît în mobilitatea redusă, practic insesizabilă, a gheţii, cît şi în cantitatea mică a precipitaţiilor, determinată de prezenţa unui anticiclon. Pe total, alimentarea prezintă un bilanţ negativ ; adăugînd la aceasta şi desprinderea unor banchize imense, care trec în ocean, calota glaciară antarctică are o dezvoltare generală descendentă. În acest context, în unele zone periferice apar tot mai multe stînci deasupra gheţii (n u n a t a k-uri), c r e v a s e şi v ă i - c a n i o n, „oaze", munţi cu glaciaţiune proprie, de tip montan etc.

O notă caracteristică o dau gheţarii de şelf — adevărate bariere de gheaţă plutitoare — care se dezvoltă pe platforma continentală extinsă, în continuarea unor pante relativ dulci ale „uscatului" antarctic. Ei au o extindere maximă în jurul paralelei de 80° (ex. Ross, Filchner, Lambert) dar, sub forma unei fîşii, se dezvoltă pe litoral. Este aşa-numita banchiză. Din ea se rup şi aisberguri. Morenele sînt reduse deorece nunatak-urile lipsesc, iar deplasarea gheţii este foarte redusă, atingînd numai local, în zonele litorale, 300—400 m/an ; ele se depun, ca morene de fund spre amunte de unele culmi sau vîrfuri muntoase marginale, sau sînt înglobate în gheaţa banchizelor şi aisbergurilor.

Gheața calotei antarctice este pleistocenă. Topirea ei ar ridica nivelul oceanului planetar actual cu circa 15 m. Prezența ei în zona Polului sudic determină anumite particularități curenților marini și vînturilor, care influențează regimul climatic al Globului.

Tipul groenlandez. Acesta este cantonat în Groenlanda, unde ocupă 1 833 900 km², adică peste 3/4 din suprafața insulei. Zonele litorale rămîn descoperite, iar între ele și calotă se interpune o fîșie muntoasă. Munții ating, în cadrul țărmului vestic, înălțimi de circa 2 000 m, iar pe cel estic circa 3 000 m. Unii dintre acești munți au ghețari proprii, care, în zona litorală, joncționează cu calota. A. Baer (1952), arată că fundamentul Groenlandei reprezintă o cuvetă înconjurată de munți, în cadrul căreia grosimea gheții atinge valoarea maximă de 3 400 m. El credea, de altfel, că prezența acestor munți, la latitudinea respectivă, a atras după sine instalarea inițială a ghețarilor montani ; aceștia, ulterior, au contribuit la răcirea climei, pe plan regional, facilitînd acumularea treptată a gheții în cuveta reliefului preexistent. Forma ovală, generală a gheții groenlandeze se datorește acumulărilor permanente ale zăpezii (ce se transformă, ulterior în gheață) în partea centrală a insulei și pierderii ei continui — prin topire sau sub formă de banchize și aisberguri — în zonele litorale. L. R. Wager (1933) însă, considera că fundamentul Groenlandei reprezintă o peneplenă înălțată, curbată în jos, izostatic, sub influența gheții. În părțile interioare ale Groenlandei, gheața este masivă, compactă, aproape lipsită de vîrfuri muntoase. Colții muntoși ce saltă deasupra gheții (nunatak-urile) ocupă mai ales înălțimi de ordinul a 3 000—3 700 m. Morenele de suprafață, provenite din nunatakuri, nu sînt caracteristice. Zonele periferice sînt acoperite parțial cu un praf de natură vulcanică denumit krioconit. Grosimea lui atinge, uneori 60 cm ; prezența lui determină valori reduse ale albedoului, acumularea căldurii de către gheață și topirea mai rapidă a acesteia. Tot aici există crăpături adînci (crevase), uneori umplute cu morene din nunatak-uni sau din cele incluse în ghețar. Vara apar torenți ce sapă canioane în gheață, cu adîncimi de zeci și sute de metri. În zonele de fiorduri, care ating 180—500 km lungime (de exemplu Iakobshaner), curenții subglaciari sînt caracteristici vara. Deplasarea sa este de circa 20 m/an în zonele interioare de tipul icefieldurilor și 300—500 m/an, în cele periferice de tipul limbilor, denumite icestrom. Topirea și mobilitatea, cu ritmuri diferite, a ghețarului groenlandez se datoresc reliefului, climatelor regionale diverse și faptului că 16% (circa 275 000 km²) din suprafața insulei se găsește sub limita zăpezilor perene. În partea interioară a calotei, gheața aproape niciodată nu se topește. Aici se alimentează din zăpada generată de aerul umed ciclonal și ascendent care generează zăpezi abundente. Studiile ultimelor decenii indică, totuși, o reducere generală a glaciațiunii groenlandeze datorită topirii calotei în zonele ei periferice și mobilității accentuate a gheții din zona litorală (circa 300—500 m/an), care face ca o mare cantitate de gheață să devină banchize și aisberguri. Cam 150 km³ de gheață intră anual în ocean, din care 2/3

revin părții de vest a insulei, cu un climat mai umed. În zonele periferice ale calotei glaciare se întîlnesc crevase, fiorduri, morene, krioconite, cursuri subglaciare care, local, devin supraglaciare.

Tipul islandez. Din 102 819 km², suprafața insulei Islanda, 1/8 este acoperită cu ghețari de calotă. O particularitate a acestui tip rezidă în faptul că ghețarii sînt mărunți și împrăștiați pe întreaga suprafață a insulei. Dintre aceștia, patru ocupă suprafețe mai extinse (Langjökull, Hofsjökull, Myrdalsjökull și Vatnajökull). În profil, ghețarii islandezi au forma elipsoidală. Înălțimile maxime nu depășesc 2 200 m. Limita zăpezilor perene variază în funcție de expoziția și de cantitatea precipitațiilor ; pe flancul nordic ea coboară pînă la 500—700 m, iar pe cel sudic se află la 900 m. Ca atare, părțile sudice ale acestor ghețari sînt mult mai mobile. Aici, oësar-urile, drumlin-urile, kames-urile, morenele frontale, cîmpiile de sandre și alte fenomene caracteristice glaciațiunii de calotă, se dezvoltă în zilele noastre. Spre exemplu, Skeidarar sandur este o întinsă cîmpie de sandre.

O altă particularitate a ghețarilor islandezi rezidă în gruparea lor în jurul unor vulcani activi sau a unor zone cu fenomene postvulcanice active (de tipul gheizerelor). Erupțiile subglaciare duc la topirea masivă a gheții și la formarea, în cadrul ei, a unor bazine acvatice, sub- sau inglaciare. Ele sînt drenate sau nu de rîuri subglaciare sau inglaciare. Cînd drenarea acestor ape se face brusc, au loc fenomene de inundații catastrofale. Ele poartă denumirea locală de „jokull-haup" (dezgheț glaciar). O astfel de erupție a apei inglaciare a avut loc la Grimavotn, în martie 1934, constituind o adevărată catastrofă.

Tipul Spitzberg. Din suprafața totală a arhipelagului Spitzberg (cca. 70 000 km²) peste 4/5 (cca. 58 000 km²) este acoperită de platoșe de gheață. În partea de vest apar ghețari de tip alpin (de vale). Prezența unor morene de împingere la periferia ghețarilor de calotă, face ca aceștia să se termine brusc ; cînd lipsesc morenele frontale, ghețarul prezintă un „front de ablațiune" sub forma unei pante lungi (K. Gripp, 1929). Reluarea unei avansări a ghețarului, după o fază de retragere, de regulă, este însoțită de fenomene de cutare a depozitelor fluvio-glaciare sau a morenelor frontale preexistente. Uneori ghețarii deversează peste morenele frontale, prezentînd, local, o pantă morfologică inversă. Paralel, se constată și fisurarea accentuată a gheții, apariția „gheții moarte" (ruptă de zona de alimentare) și depunerea morenelor de fund, spre amunte de morena frontală. Prezența cursurilor sub și inglaciare individualizate, constituie o caracteristică importantă a tipului Spitzberg, deși ea se întîlnește și la alte tipuri. Altă particularitate a lor constă în aceea că, uneori, în crevasele orientate perpendicular pe direcția de deplasare a ghețarului, se acumulează morene ; după topirea gheții, aceste morene se depun, păstrînd cel puțin inițial, aspect de „pereți". Îmbinarea glaciațiunii de calotă cu cea montană și prezența

fiordurilor adînci sînt caracteristici esențiale ale tipului Spitzberg, ea fiind datorată, în primul rînd, condițiilor de natură morfologică și climatică din acest arhipelag.

2. RELIEFUL DE EROZIUNE

Gheţarii de calotă exercită o triplă activitate : de eroziune (exarație), de transport și de depunere. Formele rezultate sînt vizibile mai ales după retragerea gheţarilor. Formele de eroziune sînt reprezentate prin fjelduri, fiorduri, rocile mutonate, nunatak-uri etc.

Fjeld-urile (sau Fjell-urile) sînt cîmpii înalte sau podișuri dezvoltate pe un substrat dur, care a fost netezit parțial de gheţari. Cele din Scandinavia, Karelia, peninsula Kola, Uralul de nord, Siberia de est, Canada etc., prezintă și porțiuni mai înalte, cu aspect de monadnock. În timpul acoperirii fjeldurilor cu gheţari, aceste monadnock-uri apăreau deasupra masei de gheață, sub forma unor stînci reziduale, denumite n u n a t a k-uri. Conservarea în versanții acestor nunatak-uri a unor t r e p t e d e e x a r a ț i e constituie un indiciu asupra grosimii masei de gheață în acel loc. În cadrul suprafețelor vălurite, mamelonare, ale fjeldurilor există spații depresionare, turboase sau mlăștinoase.

Fiordurile apar ca niște golfuri lungi și ramificate, ce pătrund în interiorul uscatului pe zeci de km (fig. 328). Profilul lor transversal este în formă de „U". Văile laterale, în zonele de confluență prezintă p r a g u r i (fors) care le conferă caracter de v ă i s u s p e n d a t e. Profilul longitudinal relevă o alternare de porțiuni mai largi (b a z i n e) cu altele mai înguste (b a r i e r e). Ele apar numai pe coastele accidentate ale re-

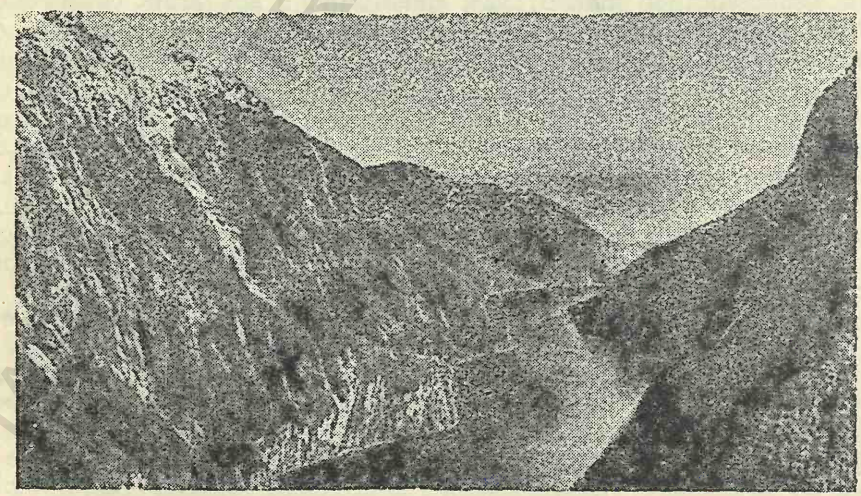


Fig. 328 — Fiordul Milford Soung, Noua Zeelandă (foto, W h i t e s A v i a t i o n, L t d).

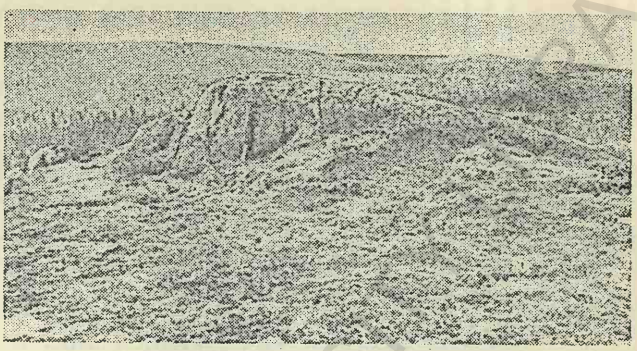


Fig. 329 — Rocă mutonată în regiunea lacului Ashuanipi, Canada (foto M. Derruau).

giunilor muntoase, afectate, în trecut sau în prezent, de gheţari de calotă. Fiordurile sînt vechi văi glaciare, azi umplute cu apă. Adîncimea unora dintre ele, sub nivelul actual al apei (Hardanger, 800 m ; Sogne, 1 200 m etc.), pare a indica o mişcare izostatică negativă. Dar, gheţarii, spre deosebire de rîuri, pot eroda şi sub nivelul mării. De exemplu, gheţarul Muir, de pe coasta de NV a Americii de Nord, erodează azi la o adîncime de 800 m sub mare, canalizîndu-se pe un făgaş lat de numai 2 km (P. Woldstedt, 1954). Pe de altă parte nu este exclusă nici predispoziţia tectonică a unor fiorduri, precum şi mişcările eustatice pozitive, după dispariţia unor centre glaciare din pleistocen. Şi azi „curenţii de gheaţă", ce brăzdează partea vestică a Groenlandei, modelează văi glaciare sub nivelul Oceanului Atlantic.

Aşadar, în evoluţia fiordurilor distingem trei faze : de modelare fluviatilă, de modelare glaciară şi faza actuală, de golf.

Rocile mutonate (roches moutonnées) sînt stînci şlefuite (fig. 329), ovale sau circulare, cu una sau două direcţii de striaţiuni. Ele sînt modelate de gheţarii şi morenele de fund, fixate în masa de gheaţă. Diametrul rocilor mutonate variază între cîţiva metri şi cîteva zeci de metri. Forma semirotundă a lor rezultă datorită şlefuirii, exaraţiei ei (fig. 330) în partea dinspre amunte — şi alterării fizice din zona spaţiilor goale — ce se creează între rocă şi gheaţă spre avale.

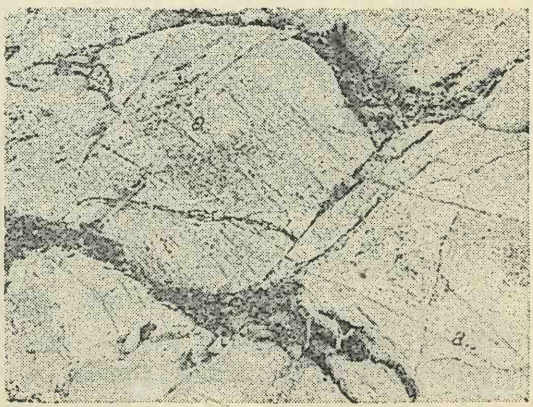


Fig. 330 — Striaţiuni glaciare (*a*) în zona Knob-Lake, Canada (foto E. P. Henderson)

3. FORMELE DE ACUMULARE GLACIARĂ

Formele de acumulare apar, în fapt, mult mai extinse, și mai variate decît cele de exarație. Ca poziție, acestea se dezvoltă : pe suprafața ocupată anterior de ghețari (morena de fund) ; în domeniul morenei frontale și la *exteriorul morenei* (proglaciare, fluvio-glaciare). Genetic, în relieful de acumulare glaciară se includ și formele create de rîurile alimentate de ghețari.

a. RELIEFUL MORENEI DE FUND

Reprezintă o cîmpie cu aspect vălurit, cu forme pozitive (drumlinuri, oësar-uri, kames-uri etc.), cît și zone depresionare (lacuri, bălți, mlaștini, turbării etc.).

Drumlinurile se referă la forme de relief cu aspect colinar, orientate pe direcția deplasării ghețarilor. Între ele există zone de înșeuări, lacuri sau sectoare mlăștinoase (fig. 331). Lungimea fiecărei coline oscilează între 400—1 000 m, lățimea între 150—200 m, iar înălțimea relativă între 10—40 m. În plan, au aspect oval ; partea mai lată este plasată spre amunte, indicînd sensul din care s-a deplasat ghețarul. De obicei, drumlinurile se întîlnesc grupate, numărul lor, fiind de ordinul sutelor și

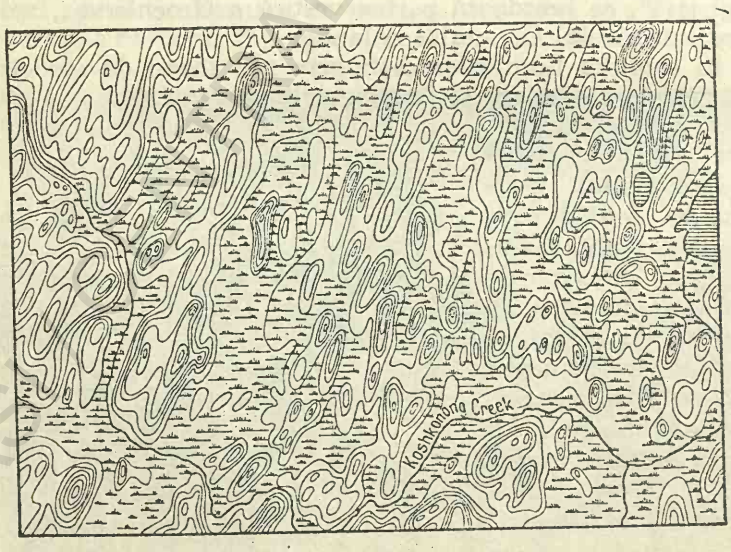


Fig. 331 — Drumlinuri în zona Sun Prairie, Wisconsin, S.U.A. (după, Harta topografică S.U.A., foaia Sun Prairie; echidistanța 15 m).

Fig. 332 — Drumlinuri într-o cîmpie glaciară din Canada (aerofoto Inst. geol. al Canadei).

miilor (fig. 332). Dispunîndu-se unul în continuarea celuilalt şi în acelaşi timp unul lîngă altul, aceste forme conferă reliefului trăsături particulare, asemănătoare dunelor lineare. Sînt localizate cu precădere în porţiunile marginale, festonate, ale fostelor scuturi glaciare, răspîndindu-se spre amunte de morenele frontale. În ce priveşte alcătuirea lor, în partea centrală sînt cantonate blocuri morenice nesortate, angulare, în timp ce spre părţile superioare şi periferice se află pietrişuri şi nisipuri. Drumlinurile rezultă din acumularea morenei de fund, în amunte de proeminenţele reliefului subglaciar al fundamentului. Cînd au aspect de evantai, ele rezultă din crăpături radiare ale masei de gheaţă, la baza cărora se acumulau morene de fund.

Öesar-urile (åsar, eskers) se înfăţişează ca dealuri sau movile, cu înălţimi relative cuprinse între 5—60 m, lăţimi de 100—200 m şi lungimi de kilometri. Se aseamănă cu nişte rambleuri de cale ferată (fig. 333); pe ele se amplasează uneori căi de comunicaţie. Uneori, se ramifică, dînd öesar-uri secundare, adventive, sau biöesar-uri. Orientarea lor generală, corespunde sensului deplasării gheţii. Între distribuţia spaţială, orientarea lor şi relieful pe care se dezvoltă nu există nici un fel de raporturi de subordonare sau de corelare; deseori, öesar-urile intersectează văi, lacuri, interfluvii etc. Ele sînt alcătuite din nisipuri şi pietrişuri rulate, cu o stratificaţie torenţială.

În legătură cu originea lor, F. Nansen (1889) le punea pe seama aluviunilor inglaciare (fig. 334). După topirea calotelor, aceste aluviuni s-au aşezat pe suprafaţa terestră, indiferent de morfologia ei. G. de Geer (1897) admite că öesar-urile s-au format în procesul retragerii

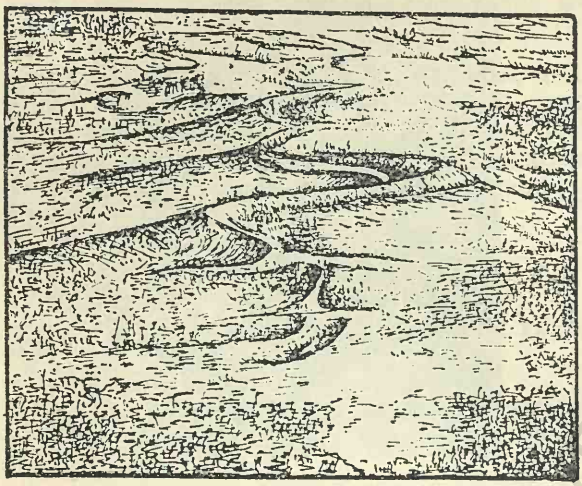


Fig. 333 — Öesar (esker) în zona Fort Ripley, Minnesotta, S.U.A. (desen după o fotografie, de W. S. Cooper).

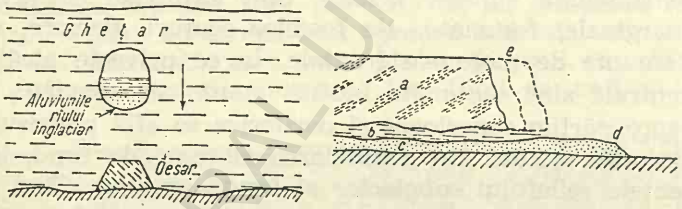


Fig. 334 — Schema formării öesar-urilor după F. Nansen (secțiune transversală; stînga) și G. de Geer (secțiune longitudinală, dreapta):

a — gheţarul; *b* — rîul inglaciar; *c* — aluviuni; *d* — öesar; *e* — stadii ale retragerii frunții gheţarului.

gheţarilor sub influența suprapunerii regresive a conurilor de dejecție ale rîurilor subglaciare (fig. 334).

Kames-urile sînt tot forme fluvio-glaciare, pozitive, cu aspect mamelonar sau de movile. Se dezvoltă în imediata apropiere a morenei frontale. Pantele prezintă înclinări de 25—40°, înălțimea relativă oscilează între 5 și 70 m, iar diametrul între 100 și 2 000 m. Sînt alcătuite din nisipuri argiloase și nisipuri, cu o stratificație orizontală. Genetic, reprezintă acumulări de material fluvio-lacustru în cuvete lacustre formate pe suprafața gheţarilor. O dată cu topirea acestora, materialele s-au depus peste relieful subglaciar. Kames-urile alternează cu cuvetele lacustre, iar, uneori, asemenea cuvete sînt cantonate chiar pe kames-uri sau pe versanții acestora, trădînd topirea ulterioară a unor blocuri reziduale de gheață.

Fig. 335 — Relieful deluros al morenei de bază (după I. S. Şciukin).

Cîmpiile morenice sînt alcătuite din argile nisipoase şi blocuri, au suprafaţa netedă sau uşor vălurită şi presărată cu lacuri şi bălţi.

Relieful morenic deluros ocupă spaţii izolate pe fondul cîmpiilor morenice şi are o distribuţie haotică (fig. 335). Movilele sînt rotunde sau ovale (în plan) şi semirotunde (în profil). Aceste forme au rezultat din depunerea, pe suprafaţa reliefului subglaciar, a morenelor cantonate în crăpăturile gheţarilor de calotă.

Văile şi lacurile sînt nenumărate. Văile sînt slab evoluate, prezintă profil transversal în formă de „V", praguri şi cascade. Lacurile (fig. 336) care ocupă, alături de bălţi şi mlaştini, o mare suprafaţă (în Finlanda, 9% din suprafaţa ţării), se prezintă fie sub formă de salbe legate de rîuri scurte — fie izolate. Bazinetele, în cadrul văilor, sînt un fenomen caracteristic. Ele au, fie o predispoziţie morfologică (glaciară), fie una tectonică. Gheţarii de calotă, au fosilizat, cu morene de fund, văile unor rîuri preglaciare. Văile actuale sînt dezvoltate, atît pe făgaşe proprii cît şi, local, pe aliniamentul văilor preglaciare exhumate. De aceea, alternează sectoare evoluate, largi, cu terase (preglaciare), cu sectoare de văi slab evoluate („tinere"), cu praguri, cascade, în formă de „V" în profil transversal, lipsite de terase etc.

În cuvetele lacustre postglaciare (de exemplu, Saima, Pajane, Uleo) s-au numărat pînă la 2 500—3 000 de strate-perechi, denumite v a r v e (argile rubanate sau lenticulare). G. d e G e e r (1897) a dedus că nisipurile se depuneau în anotimpul de vară (aportul rîurilor), iar în anotimpul de iarnă se sedimentau argilele rămase în suspensie în apa lacurilor. Numărul varvelor-perechi (argiles á varves, Bändertone, varved clays), indică vîrsta absolută a cuvetelor.

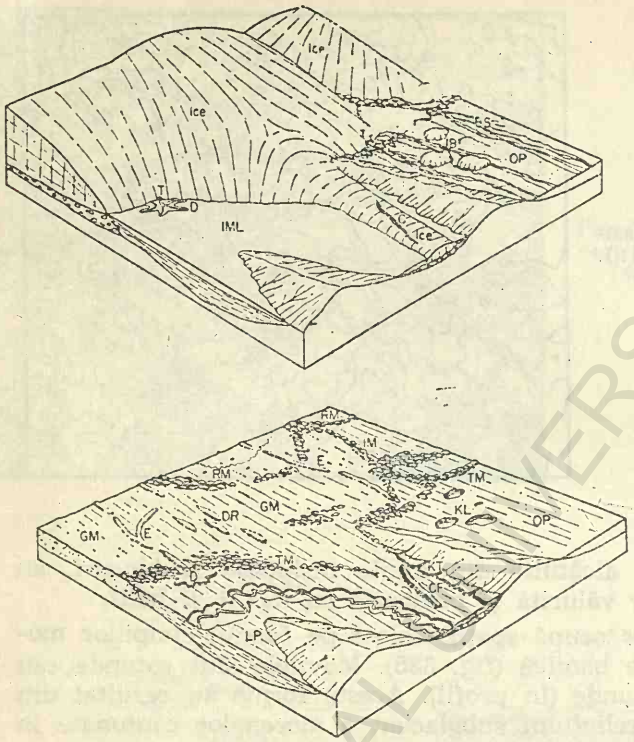


Fig. 336 — Blocdiagrame idealizate, reprezentînd distribuția spațială a formelor glaciare de calotă. (după W.C. Heisterkamp)

SUS — vedere spre amunte; JOS — vedere spre avale; *T* — tunel; *B.S.* — con de dejecție; *O.P.* — cîmpie de sandre; *I.B.* — bloc de gheață; *I.M.L.* — lac glaciar marginal; *C* — crevase; *D* — deltă; *T.M.* — morenă terminală; *R.M.* — morenă rămasă prin retragerea ghețarului (recesională); *I.M.* — val morenic longitudinal; *G.M.* — morenă de fund; *E.* — oesar; *D* — drumlin; *L.P.* — cîmpia lacustră; *K.L.* — zolii; *K.T.* — terase de Kames; *C.F.* — morenă acumulată (inițial) în crevase.

b. RELIEFUL MORENEI FRONTALE

Salpauselka și pradolinele. Ghețarii de calotă au transportat importante cantități de morene în zonele lor periferice, sau frontale. Extinderea fiecărei glaciațiuni constituie o rezultantă a condițiilor de mediu respective. Ca atare, și morenele frontale, aparținînd diferitelor glaciațiuni, au fost depuse, de fiecare dată, în locuri diferite. În morfologia actuală a Finlandei se păstrează bine asemenea lanțuri de morene frontale, denumite Salpauselka (fig. 337). Foarte evidente sînt Salpauselka I și II, cel de-al treilea val, dezvoltat în nord, fiind mai puțin evident în morfologia actuală. Culmea sudică (Salpauselka I) este paralelă cu cea centrală (Salpauselka II), ambele fiind orientate pe aliniamentul Hanko-Lahti — NV Lacului Ladoga — SV Kareliei. Astăzi, șirul de Salpauselka apare ca dealuri și coline izolate, dispuse unele în continuarea celorlalte. Lățimea acestor culmi deluroase este de cîțiva kilometri, înălțimea relativă de peste 60—80 m, iar lungimea de ordinul cîtorva sute de km. În profil transversal, au caracter asimetric : versan-

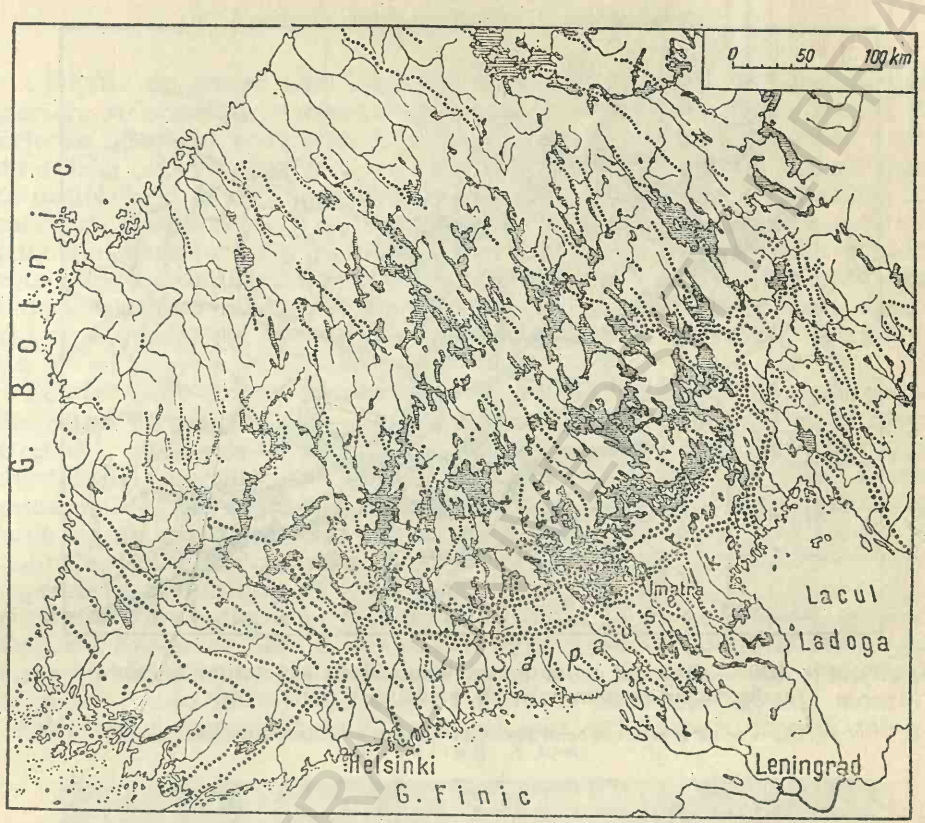


Fig. 337 — Răspîndirea cesar-urilor şi a şirurilor de salpauselka în Finlanda. Ösar-urile sînt orientate perpendicular pe morenele terminale (salpauselka) şi aproape paralel cu lacurile. Salpauselka apare ca un obstacol în extinderea lacurilor celor mai mari în zona extraglaciară (după, A t l a s u l F i n l a n d e i).

tul dinspre gheţar, este mai abrupt, în timp ce versantul dinspre avale este mai prelung, mai lin. Între ele, se dezvoltă culoare depresionare (fig. 338) ce poartă denumirea poloneză de pradoliny (p r a d o l i n e) (în germană u r s t r o m t ä l e r). Lăţimea acestora este de cîţiva km, iar lungimea de ordinul zecilor şi sutelor de kilometri. Au fundul plat, străbătut iniţial de rîuri orientate perpendicular pe direcţia de deplasare a gheţarilor. Ulterior, în procesul dezvoltării postglaciare, aceste cursuri au fost captate parţial sau integral astfel încît numai local, rîurile actuale se dezvoltă pe traiectul unor pradoline. Elba, Havel, Notec, Oderul şi alte rîuri din nordul R.D.G., R.F.G. şi Poloniei curg, local, pe vechi pradoline.

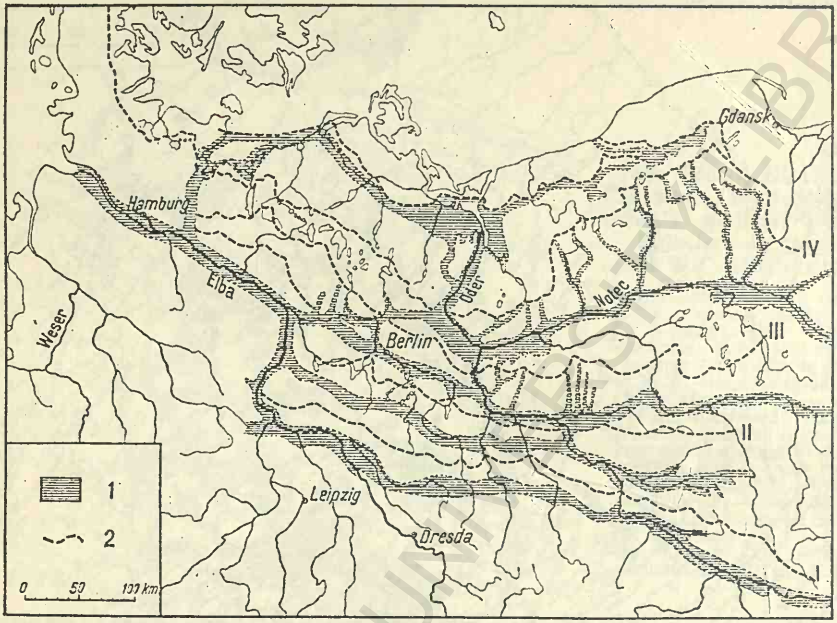


Fig. 338 — Raportul dintre retragerile succesive ale gheţarilor de calotă din cîmpia germano-poloneză, pradoline şi văile actuale:

1 — reţeaua de văi şi lacuri de baraj glaciar cuaternare; *2* — stadiile retragerii gheţarilor (după, K. Keilhack).

În cadrul reliefului colinar şi deluros al morenelor frontale apar şi alte forme fluvio-glaciare, „piramide coafate", procese şi forme de pantă (alunecări, solifluxiuni, prăbuşiri, şiroiri etc.).

Blocurile eratice reprezintă bucăţi mari de rocă, răspîndite, obişnuit, în cadrul morenei frontale şi care nu au vreo legătură petrografică cu stratele regiunii respective. G. Petersen (1924) aminteşte în Germania de nord circa 450 asemenea blocuri. Dimensiunile şi formele blocurilor eratice sînt foarte variate. Cele mai mici, au volumul unei camere de locuit; cel mai mare, cunoscut pînă în prezent, are lungimea de circa 4 km, lăţimea de 2 km, grosimea de 7—20 m şi volumul de 50—80 mil. m^3 şi se află în localitatea Stiemitten. În ce priveşte originea lor, J. Martin (1926) consideră că gheaţa plastică poate pătrunde adînc în spaţiile interstiţiale ale rocilor fundamentului, dislocă blocuri şi le antrenează în mişcare. Ele se pot depune şi pe fundul oceanului, fiind aduse de banchize şi iceberguri.

c. Formele fluvio-glaciare (proglaciare)

Cîmpiile de sandre sînt zone acumulative, construite de către torenţii glaciari la periferia morenei frontale. În mod succesiv, apar conuri de dejecţie, glacisuri proluviale şi chiar cîmpii piemontane, denumite sandre[1] sau „outwash plain". Panta cîmpiilor de sandre înclină foarte puţin (1—8 m/km). În cadrul lor se pot întîlni şi unele acumulări locale sub formă de movile denumite în Danemarca „Bakke Oer" („movile insulare") iar în Iakuţia baidjerahi. Pe suprafaţa cîmpiei, care atinge ordinul sutelor şi miilor de hectare, ulterior, rîurile îşi sapă terase, coborînd nivelul pînzei freatice. Astfel, particulele fine, uscate, pot fi antrenate pe diferite căi (îndeosebi eoliană), generînd cîmpiile de loess.

Zoliile[2] sînt forme depresionare în cadrul cîmpiilor de sandre. Au diametrul de pînă la 200—300 m, adîncimea de pînă la 20 m şi formă circulară, ovală sau neregulată. În America de Nord, ele imprimă micromorfologiei cîmpiilor de sandre un caracter vălurit de unde şi denumirea de „pitted plains". Uneori, numărul acestor forme, pe unitatea de suprafaţă, este atît de mare (fig. 339), încît se aseamănă cu dolinele ţinuturilor carstice. Geneza zoliilor poate fi diferită. Uneori, reprezintă depresiuni de evorsiune create de mişcarea turbulentă a cursurilor fluvio-glaciare ; germanii, le şi spun „Kessel", adică „ceaun". Cel mai adesea se nasc prin procese termocarstice. Cursurile fluvio-glaciare au antrenat cu ele şi blocuri de gheaţă, pe care, după o distanţă, le depun, acoperindu-le ulterior, cu aluviuni. Este acea „gheaţă moartă", „fosilă" sau „stagnantă" (soll, dead ice) care, prin topire, creează zoliile ;

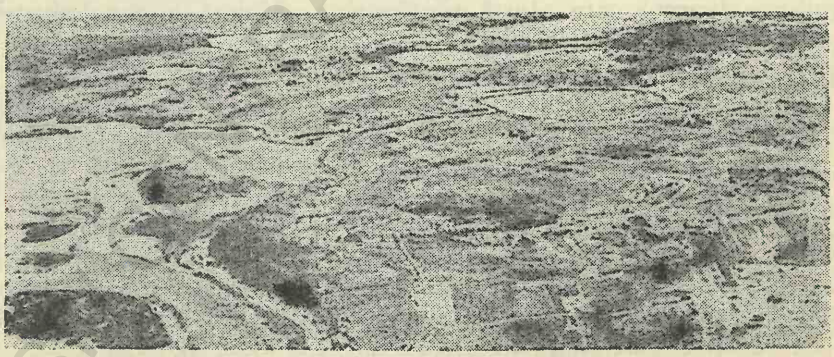


Fig. 339 — Zolii în regiunea capului Cod, Massachusetts, S.U.A. (foto, Fairchild Aerial Surveys, Inc.).

[1] Termen islandez, provenit de la „sander"=nisip, adică cîmpii predominant nisipoase.

[2] Söile, Pfühle, (l. germană), tarns (l. engleză).

acest fenomen este mai tipic în zonele cu gheață fosilă din ținuturile cu îngheț persistent (pergelisol). În sfîrșit, după unii, zoliile pot fi și antropice. În zolii există sau nu lacuri, în funcție de evoluția lor și de substratul pe care se dezvoltă.

C. EXTENSIUNEA GLACIAȚIUNILOR VECHI

În trecutul geologic al Pămîntului a fost remarcată existența — pe diferite porțiuni ale suprafeței acestuia — a unor glaciațiuni mai vechi decît cea actuală. Cu precădere, au lăsat urme extinse glaciațiunile pleistocenului. Au fost sesizate însă, urme mult mai vechi, așa-numitele tilite. Acestea din urmă sînt depozite de tip morenic, angulare, cu aspect conglomeratic. Existența unor tilite suprapuse, atestă mai multe glaciațiuni vechi, de calotă, ce au afectat primele scuturi și platforme. Tilite arheozoice și proterozoice se dezvoltă în Africa de Sud, Australia, Canada, Groenlanda și Scandinavia. Cele cu aleurite și șisturile argiloase, de vîrstă cambrian-inferioară, din NE Norvegiei (fiordul Varanger) și nordul Suediei, au caracter de varve (argiles à varves). Pentru permo-carbonifer au fost depistate patru serii de tilite, grupate pe următoarele centre : Africa de Sud (seria tilitelor Dweik), India centrală, în apropiere de Hyderabad (tilitele seriei Talcer) ; Australia (seria văii Inmen) și America de Sud (Podișul Brazilian). Cu aceste serii de tilite se corelează depuneri lacustre, fine nisipoase și argiloase (varve) care atestă proveniența glaciară a conglomeratelor ce alcătuiesc tilitele.

Sfîrșitul pliocenului se caracterizează printr-o răcire a climei în zonele latitudinilor mari și medii. În *pleistocen* această scădere a temperaturii continuă, astfel, încît, se ajunge la o largă dezvoltare a ghețarilor (fig. 340). Acest fenomen cuprinde zonele : polară, subpolară și nordul celei temperate (în emisfera nordică), Antarctida (cu multe insule limitrofe) din emisfera sudică, iar în etajele montane, limita zăpezilor persistente coboară sub cea actuală cu circa 500 m (fig. 340). Paralelizarea acestor glaciațiuni, din zone și emisfere diferite, este adesea greu de făcut, deoarece ele s-au dezvoltat în condiții diferite (de relief, latitudine, de regim eolian etc.) ; de aici și opoziția celor două idei, prima a caracterului singenetic (paragenetic) al glaciațiunilor și a doua a metacronicității (neconcordanței în timp) a glaciațiunilor cuaternare. C. Emiliani (1955), P. Woldstedt (1954), I. P. Gherasimov, K .K. Markov (1939), ș.a. au încercat să coreleze glaciațiunile de calotă între ele ; C. Emiliani le compară cu cele montane, le caracterizează prin prisma vîrstei absolute, a mișcărilor eustatice din M. Mediterană,

Fig. 340 — Principalele limite ale sedimentelor scutului glaciar scandinav, ale ghețarilor pe teritoriul britanic și ale unor regiuni glaciare izolate din Europa continentală (după, R. F l i n t):

1 — principalele limite ale sedimentelor glaciare (linii continui = sedimente dovedite; linii discontinue = sedimente fosilizate, presupuse); *2* — presupusele zone de contact dintre scuturile Scandinavic și Siberian, dintre cel Scandinavic și ghețarii britanici și dintre ghețarii britanici și irlandezi, aparținînd ultimei glaciațiuni; *3* — poziția estică extremă a vechii cumpene glaciare scandinave; *4* — axa celei mai mare înălțări a scoarței, datorată retragerii geţarilor ultimei glaciaţiuni; *5* — centrele de scurgere a gheții pe zonele înalte ale Marii Britanii; *6* — zone cu glaciațiune de sine stătătoare. *A* — Podișul Shetland; *B* — ținutul înalt al Shetlandului de sud; *C* — Munții Cumberland; *D* — Munți Penini; *E* — Munții Wales; *F* — Munții Carrowmore și Munții Donegal; *G* — Munții Irlandei de sud.

Sectoare izolate cu glaciaţiune proprie din Europa continentală: *1* — Sierra Penia Negra; *2* — Sierra Picos; *3* — Pena de Europa; *4* — Sierra de Estrela; *5* — Sierra de Gredos; *6* — Sierra de Guadarrama; *7* — Sierra Nevada; *8* — Sierra Cebollera; *9* — Pirineii; *10* — Munții Auvergne și Cévennes; *11* — Munții Vosgi; *12* — Munții Pădurea Neagră; *13* — Alpii Retici; *14* — Munții Pădurea Boemiei; *15* — Munții Harz; *16* — Beschizii de vest; *17* — Tatra; *18* — Carpații; *19* — Munții Corsicei; *20* — Alpii; *21* — Apeninii Etrusci (Toscano Emiliano); *22* — Apeninii; *23* — Apeninii Lucano; *24* — Alpii Dinarici; *25* — Munții Pindului; *26* — Vîrful Olimp; *27* — Munții Ropopi; *28* — Carpații Meridionali.

BCUIAȘI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

TABEL I. **CRONOLOGIE ȘI CLIMATE ALE CUATERNARULUI ÎN EUROPA** (după H. Termier, 1960)

A doua coloană reproduce cronologia scurtă, după C. EMILIANI (1955) începînd cu 290000.

FAZE GLACIARE ȘI INTERGLACIARE ÎN AMERICA DE NORD	VÎRSTE ÎN ANI	INDICI AI PALEOTEMPERATURII	FAZE GLACIARE ȘI INTERGLACIARE ÎN EUROPA: GERMANIA DE NORD ȘI EUROPA	FAZE GLACIARE ȘI INTERGLACIARE ÎN EUROPA: LANȚUL ALPIN (după Penck și Brückner)	INDUSTRIA	MIȘCĂRILE MĂRILOR (MEDITERANA)	ÎNĂLȚIMEA TERASELOR MARINE	FAZE ÎN PARATETHIS: MAREA NEAGRĂ	FAZE ÎN PARATETHIS: BAZINUL ARALO-CASPIC
	Epoca actuală 0 +600				Aurignacien, etc.		0 +2 la +3m	expansiunea actuală	regresiunea Noua Caspică
	−800	vezi tabelul II				transgresiunea Flandriană = Versilian			
WISCONSIN: CARY, BRADY, TAZEWELL	−10000, −12000, −15000		POMERANIAN, MASURIAN	WÜRM III		regresiune preflandriană = Grimaldian		regresiunea Pont-Euxin-nou	Hvalinskian = al doilea pluvial (expansiune)
IOWAN, FARMDALE	−18000, −20000, −28000	minimum de insolație	WEICHSÉLIAN (VISTULA)	WÜRM II	Moustierien		−100 la −90 m		
	−35000, −45000, −53000	maximum de insolație, climat rece la temperat	RIXDORF			Neotyrrhénian transgresiunea Tyrrhénian III = Normannian	+5m	transgresiunea Karangat	primul interpluvial = regresiunea Atelian
	−60000, −67000, −73000	minimum de insolație climat glacial	WARTHE	WÜRM I (= RISS 2)		Nomentain II regresiunea legeră „chellean" (transgresiunea Tyrrhenian II = »Monastirian")	+20m		
SANGAMON	−79000, −85000, −101000	maximum de insolație	EÉMIAN	Interglaciar Riss-Würm		transgresiunea Tyrrhénian I Eutyrrhénian	+30m	transgresiunea Uzunlar	HAZARIAN: Hazarian superior (expansiune)
ILLINOIAN	−110000, −111000, −125000	minimum de insolație, maximum de insolație	SAALE	RISS	Acheuléen	regresiunea post-milazzian (Nomentain din Italia)		regresiune	HAZARIAN: Hazarian inferior (expansiune)
YARMOUTH	−135000, −138000, −148000, −160000, −170000, −175000	minimum de insolație, maximum de insolație		Interglaciar Mindel-Riss		transgresiunea »Milazzian« = Sicilian II Paléotyrrénian	+60m la +55m	transgresiunea Pont Euxin vechi (salmastru)	regresiunea Urundjik = Bakunian superior
KANSIAN	−183000, −185000, −200000	minimum de insolație	ELSTER	MINDEL	Clacto-Abbevillien	regresiune (Flaminien din Italia)			expansiunea Bakunian inferior
AFTONIAN	−210000, −214000, −226000, −236000, −245000, −265000	maximum de insolație, minimum de insolație, maximum de insolație	CROMÉRIAN	Interglaciar Günz-Mindel		transgresiunea Sicilian I = Calabrian II = Villafranchian superior; regresiune post calabriană transgresiune emiliană	+100 la +80 m; −100 m −20 la 0 m		
NÉBRASKIAN	−275000, −290000	minimum de insolație		GÜNZ		regresiunea Calabrian I = Villafranchian inferior	−40m	regresiunea Ciauda (salmastru)	Apșeron
	−1100000							Kujalnîk	Akciagîl
SIERRIAN	−1200000			DANUBIAN		Acquatraversian			
						ASTIAN = PLAISANCIAN			

Fig. 341 — Succesiunea evenimentelor climatice și evoluția omului în timpul ultimilor 25 000 ani (după, C. Emiliani.)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

M. Neagră şi din bazinul Aralo-Caspic (fig. 341), pe baza unor indici ai paleotemperaturii etc. (fig. 342).

Cel mai important aspect îl prezintă reconstituirea extinderii vechilor glaciaţiuni pleistocene şi a numărului lor. În ce priveşte glaciaţiunea montană, mai bine studiată a fost în Alpi, unde au fost depistate două ansambluri separate de un mare interglaciar. Primul

TABEL II. SUCCESIUNEA EVENIMENTELOR CLIMATICE ŞI UMANE ÎN TIMPUL ULTIMILOR 25000 ANI

VÎRSTE ÎN ANI	INDICI AI PALEOTEMPERATURII		EUROPA	AMERICA DE NORD	
0			FLANDRIAN SUPERIOR		
−2000	scăderea temperaturii cu 2° în mări		FLANDRIAN MEDIU −2300 - începutul megalitilor −2400 - sfîrşitul mării cu Littorine. *Cyprina islandica şi Littorina littorea atingînd Spitzbergul.*		
−3000	.....		Agricultura în Europa meridională.		
−4000	climat atlantic cald şi umed		ERTEBÖLLIEN (Kjoekkenmoeddings) Mare cu Littorine		
−5000	optimum climatic = insolaţie maximă			.....	
−6000	climat boreal cald şi sec		POSTGLACIAL Mesolitic	COCHRANE	
		Finiglacial	Formarea Mării Minecii şi a Canalului Irish −6839 - Varvă 0 (zero) - lac cu *Ancylus*. Maglemose. −6900 - mare cu *Yoldia*, *Rhabdomena*.		
−7000	.....		Faza Billingen Sfîrşitul lacului Glaciar Baltic		
	extinderea gheţii		FENNOSCANDIAN reîntoarcerea frigului: Stellmoor superior, Ahrensburg, Lyngby, Swiedry (tundra) pădurea balkanică avansează spre NV	VALDERS	WISCONSIN (partea superioară)
	oscilaţie caldă		ALLERÖD = începutul lacului Glaciar Baltic. −9044 la −8800	TWO CREEKS −9400	
−10000					
	extinderea gheţii, climat glacial		POMERANIAN WÜRM III	MANKATO CARY	
−12000	climat subarctic		MASURIAN −13800 - începutul Varvelor glaciare (Suedia).		
	retragerea calotei din Germania şi din Danemarca		Altamira, Meiendorf, Stellmoor inferior (−1500).	BRADY	
−14000	reîncălzire momentană		DANIGOTHIGLACIAL		
−15000	insolaţie minimă, climat glacial, extinderea maximă a gheţii		WEICHSELIEN WÜRM II	TAZEWELL IOWAN	
−16000					
−20000			Predmost (tundra, loess în Europa centrală) PÉRIGORDIAN Lescaux, Willendorf (−21000 la −17000).		
−28000				FORMDALE	

Fig. 342 — Cronologie şi climate ale cuaternarului în Europa (după, C. Emiliani).

ansamblu se compune din glaciațiunile Donau sau Pregünz (nesigură), Günz și Mindel. Urmează lungul interglaciar Mindel-Riss ce reprezintă o fază importantă de eroziune, cînd s-au format soluri roșietice. Ansamblul ultim se compune din glaciarele Riss și Würm, separate de un scurt interglaciar. În multe locuri s-a dovedit că aceste glaciațiuni pot fi separate în stadii (Riss 1—2 ; Würm 1—3). Și în România au fost indicate, în mod direct sau indirect, trei stadii würmiene (Gr. Posea, 1961).

În ce privește glaciațiunile de calotă, au fost precizate 2—4 glaciațiuni (v. fig. 340). În Europa de NV, scutul de gheață avea altitudinea absolută cea mai ridicată în Suedia, unde se afla centrul glaciațiunii de calotă din acest continent. De aici, ghețarii se îndreptau spre litoralele nordic și vestic ale Scandinaviei, și spre sud și sud-est, colmatînd depresiunea puțin adîncă a actualei M. Baltice. Grosimea gheții, în Suedia, era de circa 2 000 m, iar în nordul Germaniei de circa 1 000 m. Existau și alte centre glaciare, independente, mai mici în Insulele Britanice, Uralul de Nord și în insula Novaia Zemlia. Extinderea diferitelor glaciațiuni și denumirea lor locală rezultă din figurile 340 și 341. În timpul glaciațiunii maxime, circa 5,5 milioane km² din suprafața Europei nordice erau acoperiți de gheață. Ghețarul era bombat, fără a reflecta morfologia reliefului substratului, pe care se deplasa. Latitudinea cea mai sudică la care a ajuns este de 49°33′ (rîul Medvedniția) în timpul glaciațiunii Nipru. În partea estică a Europei, glaciațiunilor din vestul acesteia (Elster, Saale și Vistula) le corespund Lihvino (Oka), Nipru și Valdai. Stadiului Warthe, din cadrul glaciațiunii Saale, îi corespunde stadiul (după unii, glaciațiunea) Moscova. Ultima glaciațiune, atît în Cîmpia Rusă cît și cea germano-poloneză, cuprinde o serie de stadii : Brandenburg, Frankfurt și Pomerană. În general, zonele afectate de ghețarii de calotă au o vegetație mai recentă, soluri mai tinere — dezvoltate pe substrat morenic sau fluvio-glaciar și o morfologie mai complexă în comparație cu zona extraglaciară (periglaciară, proglaciară).

Principalele centre glaciare din Asia erau : Uralul de Nord, Novaia Zemlia, Peninsula Taimîr, NV Platoului Central Siberian și insula Novosibirsk. În Cîmpia Vest-siberiană, ghețarul pătrundea, spre sud, pînă la paralela de 60° latitudine nordică. Feluriții ghețari din nordul Asiei, deși mulau relieful substratului — datorită grosimii lor foarte mari — aveau forma generală boltită, convexă. Un puternic centru glaciar exista în Munții Ciukotkăi (în masivul Koriaksk). Fazele glaciare din nordul Asiei, după K. K. Markov (1965) sînt : Demiansk, Samarovo, Tazovo, Zîriansk și Sartansk. Cea mai extinsă a fost Samarovo (Obi, în Siberia de Vest și Nipru, în partea europeană a U.R.S.S.).

În America de Nord, glaciațiunea pleistocenă a afectat o suprafață de cca. 11,5 mil. km², adică de două ori mai mare ca cea din Europa. Punctul cel mai sudic este 37°30′ latitudine nordică. Limita sudică a

Fig. 343 — Granițele dovedite și prezumptive ale depozitelor glaciare aparținînd stadiilor Nebraska, Kansas, Illinois și Wisconsin, în partea centrală a S.U.A. (după R. F l i n t):

1 — granița depozitelor glaciare ale stadiului Wisconsin; *2* — granița depozitelor glaciare ale stadiilor Illinois și Kansas (limita prezumptivă este punctată); *3*—granița depozitelor glaciare ale stadiului Nebraska (pretutindeni acoperită).

ei (fig. 343) trece pe aliniamentul : capul Cod — sudul statelor New-York, Pennsylvania, Ohio, Indiana — Illinois — vest St. Louis — Kansas — Nebraska — Dakota de Sud — intersectează rîul Jellowstone în statul Montana, trece peste rîul Missouri și ajunge la insulele Vancouver din Oceanul Pacific. Glaciațiunea s-a răspîndit din trei centre principale : Peninsula Labrador, cu efecte asupra acesteia ; Keewatin, care a afectat teritoriul canadian pe paralela de circa 62° latitudine nordică și Cordilieră — extinsă asupra Munților Stîncoși ai vestului. Au fost stabilite patru glaciațiuni de sine stătătoare: N e b r a s k a, K a n s a s, I l l i n o i s și W i s c o n s i n. Geologii nord-americani disting și stadiul I o w a în glaciațiunea Wisconsin, corelabil — probabil — cu stadiile Moscova și Warthe din Europa. Pentru glaciațiunea de calotă din America de Nord este caracteristic faptul că primele două glaciațiuni se alimentau din centrul Keewatin, în timp ce ultimele două, din centrul Labrador. Joncțiunea ghețarilor din aceste două centre se efectua pe Mississippi, lîngă St. Louis, și se continua spre nord ; de asemenea, în interiorul unor zone cu acumulări morenice (de exemplu, hinterlandul statelor Wisconsin, Illinois, Minnessota), apar suprafețe lipsite total de morene (driftless area) totalizînd 26 000 km² care, probabil, nu au fost acoperite de ghețarii ce erau alimentați din mai multe centre.

D. CAUZELE GLACIAȚIUNILOR

Pentru a avea loc o glaciațiune, se pare că, media multianuală a temperaturilor trebuie să scadă cu cel puțin 5 grade față de actual (H. Flohr, 1952). Este sigur că asemenea scăderi de temperatură, urmate de instalarea unor glaciațiuni extinse, au avut loc. De asemenea, se știe că un centru glaciar, o dată instalat, contribuie la răcirea locală a mediei temperaturilor și deci la creșterea condițiilor „glaciare" zonale. Este însă nesigur, care anume cauze și în ce mod contribuie, pe de o parte la răcirea climei și pe de alta la topirea ghețarilor în interglaciare. Datorită acestei incertitudini, au fost formulate multe ipoteze, ce pot fi, totuși, restrînse la două grupe : cauze cosmice și cauze terestre.

1. CAUZELE COSMICE (EXTRATERESTRE)

Această categorie se referă atît la schimbări survenite în mișcările Pămîntului ca poziție, periodicitate etc. cît și la cauze cosmice „externe".

a) *Shimbarea înclinării eclipticei, migrarea periheliului și modificarea excentricității orbitei Pămîntului,* pot duce, fiecare în parte sau în comun, la instalarea de glaciațiuni prin reducerea cantității de căldură primită de la Soare. Înclinarea eclipticei (unghiul format de Pămînt cu planul orbitei sale) a oscilat în ultimii 600 000 ani între 24°28′ și 20°00′. La mărirea unghiului se micșorează cantitatea de căldură primită de zonele polare și temperate, putîndu-se instala glaciațiuni simultane în cele două emisfere. Periheliul (punctul cel mai apropiat de Soare) are o perioadă de oscilare cuprinsă între 16 000 și 26 000 ani. În acest interval, pe emisfera cu iarna în afeliu, poate apare cîte o epocă glaciară. După alții însă, glaciațiunea s-ar instala în emisfera cu iarnă la periheliu; în aceste condiții vara ar fi lungă și răcoroasă și n-ar putea topi toată zăpada și gheața.

b) *Deplasarea polilor Pămîntului* sau chiar oscilațiile regulate ale acestora au constituit criterii de explicare a epocilor glaciare cuaternare și mai vechi. După M. Milancović (1941), în decursul istoriei Pămîntului, Polul Nord s-a deplasat de la un punct situat în Oceanul Pacific spre poziția sa actuală. Rezultă că cei doi poli au suferit deplasări, dar amplitudinile acestea au fost reduse în ultimul milion de ani, astfel încît, practic, ele nu au influențat repartiția glaciațiunii cuaternare cum credea W. P. Köppen (1929). Probabil, pentru glaciațiunile mai vechi, luarea în considerație a poziției polilor, față de cea actuală, apare ca o cauză a explicării distribuției spațiale a glaciațiunilor.

c) *Cauzele solare și cosmice* explică apariția glaciațiunilor prin scăderea radiației solare, fie legată de evoluția Soarelui, fie de interpunerea unor nori cosmici (nebuloase). În ultimele decenii a fost obser-

vată cu exactitate prezența unor perioade cu pete solare. Acestea influențează temperatura, distribuția presiunii atmosferice și circulația pe suprafața globului. În perioada petelor solare un rol important îl joacă oscilațiile de radiație în zona spectrală ultravioletă. La o activitate mai mare a petelor solare, maximumul solar se intensifică, circulația ciclonală se deplasează spre sud, în dauna presiunii subtropicale ; apar fenomene de tipul epocilor glaciare. Dacă perioadele de activitate mai intensă a petelor solare se conjugă cu prezența unor munți și platouri înalte, se formează ghețari și calote continentale.

Fr. Nölke (1941) presupune că, în ecliptica sa, Sistemul solar traversează periodic mase nebuloase cosmice, care modifică efectul căldurii asupra planetelor. Epoca glaciară cuaternară a apărut din cauza interpunerii între Soare și Pămînt a unei asemenea nebuloase, care se mai găsește și astăzi în apropierea Soarelui. Cînd aceasta era densă, se dezvoltau perioade glaciare, iar cînd ea devenea mai puțin densă, calotele se topeau sau se retrăgeau. O părere contrară a formulat, în 1927, G. C. Simpson. După el, o radiație mai intensă ar duce la avansări ale gheții ; o dată cu intensificarea radiației crește temperatura, cresc precipitațiile și evaporarea, dar crește și cantitatea de zăpadă ; aceasta din urmă în împrejurări locale favorabile, se transformă în gheață, avînd deci o perioadă glaciară. Ulterior însă, în condițiile creșterii continue a radiației, topirea gheții prevalează acumularea acesteia și apare o perioadă interglaciară, caldă și umedă. La o nouă scădere a radiației, procesul acumulării gheții se reia și apare deci, o nouă glaciațiune. Dar, ulterior, această gheață ce avansează, din lipsă de precipitații, începe să se retragă, generînd o perioadă interglaciară rece și uscată, care corespunde minimei de radiație. Un al doilea val de radiație produce o nouă avansare a gheții ș.a.m.d.

2. CAUZE TERESTRE (GEOGRAFICE)

Acestea nu explică în fapt apariția marilor glaciațiuni, ci se referă mai mult la unele condiții locale sau zonale care contribuie la dezvoltarea ghețarilor.

a) *Deplasarea Golfstreamului* spre partea central-nordică a Oceanului Atlantic, ar fi facilitat dezvoltarea glaciațiunii în Europa. Există însă și argumente contrare, cum ar fi, de exemplu, existența în același timp și a ghețarilor din Spitzberg, Groenlanda, afectați de Golfstream.

b) *Existența pragului nord-atlantic Thomson-Nansen,* care se întinde de la Insulele Britanice peste Făr-Öer și Islanda, pînă în Groenlanda. Se presupune că, în timpul glaciațiunilor el se ridica, împiedicînd aportul de apă caldă în Marea Nordului („Skandik") și în ținuturile dinspre nord de ea. În aceste condiții, temperaturile medii anuale descreșteau, facilitînd instalarea ghețarilor. Este însă greu de presupus că acest prag a oscilat atît de mult (circa 600 m) pe verticală, încît să funcționeze cînd

ca o barieră (în timpul glaciațiunilor), cînd ca o mare deschisă (în timpul interglaciațiunilor).

c) *Teoria înălțării zonelor de orogen* a fost formulată în 1910 de W. Ramsey și completată ulterior (E. Haug). Mișcările alternative, ascendente și descendente ale regiunilor muntoase, le situează cînd deasupra, cînd dedesubtul limitei zăpezilor persistente. În aceste condiții, devine posibilă instalarea ghețarilor. Perioadelor interglaciare le corespund mișcări descendente și topirea parțială sau integrală a ghețarilor. Din contră, mișcările ascendente influențează circulația atmosferică, contribuind la acumularea precipitațiilor solide și la formarea marilor calote continentale. Fără îndoială, altitudinea reliefului a creat o „stare de pregătire" a epocilor glaciare (P. Woldstedt, 1954).

d) *Vulcanismul*, prin alternarea fazelor de erupții puternice cu faze de relativă stabilitate vulcanică, a făcut ca periodic, cantitatea de energie solară care ajungea la Pămînt, să fie mai mică sau mai mare. Astfel, în timpul erupțiilor puternice, cenușa și praful degajate în atmosferă, ca și conținutul ridicat de bioxid de carbon, făceau posibilă scăderea temperaturilor pe suprafața Globului și instalarea glaciațiunilor ; dimpotrivă, în fazele de calm vulcanic, transparența atmosferei mărea cantitatea radiației solare la suprafața Pămîntului, impunînd faze interglaciare.

e) *Ipoteza radioactivității* admite că, la circa 30—50 milioane ani apar, periodic, faze de orogeneză, datorate dezintegrării substanțelor radioactive (J. Joly, 1923, A. Wagner, 1940). Curentul de căldură, produs de dezintegrarea substanțelor radioactive și care se ridică spre suprafața Pămîntului, poate oscila, după A. Wagner, între 50—250 cal/cm²/an. În timpul orogenezei, în scoarța Pămîntului, se descarcă căldura acumulată în decursul unei lungi perioade ; ulterior, substratul răcit al unităților muntoase, alături de altitudinea acestora, contribuie la apariția epocilor glaciare.

Concluzii

Aproape nici una din ipotezele enumerate nu lămurește complet și satisfăcător apariția, sincronismul și alternanța epocilor glaciare. Probabil, nu trebuie să contăm pe o singură cauză a glaciațiunilor ci pe combinarea periodică a mai multora. Totuși, apariția simultană sau aproape simultană, pe tot Globul, a glaciațiunilor, indică faptul că principala cauză este de natură extraterestră. La aceasta, o completare locală aduc unele condiții geografice, în special relieful muntos ; faptul nu este de neglijat, mai ales pentru sfîrșitul cainozoicului, cînd înălțimea medie a continentelor a crescut de la 300 la 800 m.

CAPITOLUL II

RELIEFUL PERIGLACIAR

A. NOȚIUNEA DE PERIGLACIAR. NUANȚE

Prin periglaciar se înțelege sistemul morfoclimatic din regiunile reci, descoperite permanent de gheață, situate deasupra sau dincolo de latitudinea limitei pădurii și în care se dezvoltă un ansamblu de forme și structuri create în special prin acțiunea complexă a gerului. Termenul a fost introdus în 1909 de polonezul M. Lozinski, mai ales pentru fenomenele din vecinătatea calotelor glaciare. Ulterior, sensul inițial a fost lărgit și îmbogățit, căpătînd și sens genetic [1].

Fiind o zonă de tranziție, între climatul polar și cel temperat, periglaciarul apare cu o serie de nuanțe (arctic, continental, arctic propriu-zis, alpin etc.), care se resfrîng în ritmul, intensitatea și ponderea proceselor, cît și în tipul de forme și structuri rezultate.

Climatul arctic continental este prezent în Siberia centrală, Alasca, arhipelagul Nord Canadian. Se caracterizează prin: temperaturi joase iarna, vară scurtă, cu frecvente oscilații termice diurne, precipitații reduse (200 mm/an), vînturi ciclonale puternice, solul în bună parte neacoperit de zăpadă care este spulberată, existența perigelisolului cu unele discontinuități înspre sud și către Oceanul Atlantic și Marea

[1] În literatura de specialitate sînt folosiți și alți termeni. Emm. de Martonne utilizează termenul de nivație pentru a defini fenomene care se produc în regiunile cu climat polar fără ghețari, pe munții înalți din vecinătatea zăpezilor persistente, sub acțiunea zăpezii și gerului. C. Troll (1944) introduce termenul de „subnival" cu sens de zonă din imediata vecinătate a limitei zăpezilor persistente; noțiunea are sferă mult mai largă, incluzînd și „zona fenomenelor de îngheț" (Froterscheinungen). În 1952, G. Beackeroot folosește termenul de „crionival", iar G. Nangeroni (1954) utiliza pe cel de „paraglaciar".

Bering. Agenții principali ai modelării sînt : înghеț-dezghețul, vîntul (deflație) și uneori apele curgătoare.

Climatul arctic propriu-zis este specific nordului Norvegiei, coastelor Groenlandei, arhipelagului Spitzberg. Este mai umed (300 mm/an), vara mai lungă și mai caldă, cu dezgheț pe grosimi mai mari, sînt frecvente alternanțele de mase de aer reci și calde ce duc la ritmuri dese de înghеț-dezgheț, zăpada acoperă solul protejîndu-l într-o anumită măsură de ger și deflație. În modelare se îmbină acțiunea înghеț-dezghețului (care rămîne cu rol principal), cu aceea a vîntului și apelor din ploile de vară și din topirea zăpezii (rol secundar).

Climatul rece oceanic se întîlnește pe insulele latitudinilor mari (exemplu, Kerguelen). Se caracterizează prin : amplitudini termice anuale reduse, număr mare de cicluri gelive diurne, umiditate mare și variată (ceață persistentă, ploi și zăpezi în tot anul), lipsa perigelisolului. Importantă pentru morfologie este acțiunea gerului, manifestat în cicluri diurne și la adîncimi nu prea mari.

Climatul alpin are două nuanțe, cea temperată și cea tropicală. Prima se dezvoltă ca etaj la peste 1800 m sub limita zăpezilor veșnice, unde cel puțin 6—7 luni temperatura medie este mai mică de 0°. Înghețul de iarnă este relativ puternic, dar rar duce la pergelisol. Precipitațiile sînt bogate, uneori în jur de 1000 mm/an, ceea ce imprimă apelor curgătoare un rol preponderent sezonier. Ciclurile gelive diurne și expunerea versanților au rol de bază în modelare.

În zona tropicală, periglaciarul depășește altitudinea de 3000 m și se remarcă prin amplitudini termice diurne mari, o slabă penetrație și durată a gerului, o mare umiditate și o redusă acțiune a vîntului.

Există și alte tipizări sau clasificări ale nuanțelor periglaciare cum ar fi cea a lui L. Hamelin și Fr. Cook (1967) care separă : zone periglaciare (polare, peripolare, temperate cu sezon rece), fișii și etaje (litorale și montane). O clasificare pe etaje a fost făcută și pentru România (Gr. Posea, M. Ielenicz, N. Popescu, 1969). De asemenea, se poate separa o morfologie periglaciară veche și una actuală ; periglaciarul a premers și a urmat modelarea glaciară din pelistocen. Unii cercetători (J. Tricart; C. Troll) au distins forme și depozite din günz-riss, însă cele mai multe și bine păstrate aparțin würmului. În etapele de maximă extindere, formele și structurile periglaciare afectau circa 2/3 din America de Nord, toată Europa Centrală, o mare parte din Uniunea Sovietică, suprafețe mari din China, Japonia, din Munții Atlas, Patagonia, părți din unele masive din Africa etc. Astăzi acest sistem este restrîns, însumînd circa 18 000 000 km² (fig. 344).

B. AGENȚI ȘI PROCESE

Ansamblul de forme și structuri dezvoltate în regiunile periglaciare sînt rezultatul îmbinării acțiunii mai multor agenți specifici acestei zone (înghеț-dezghețul, zăpada, gheața de legătură) sau cu caracter poli-

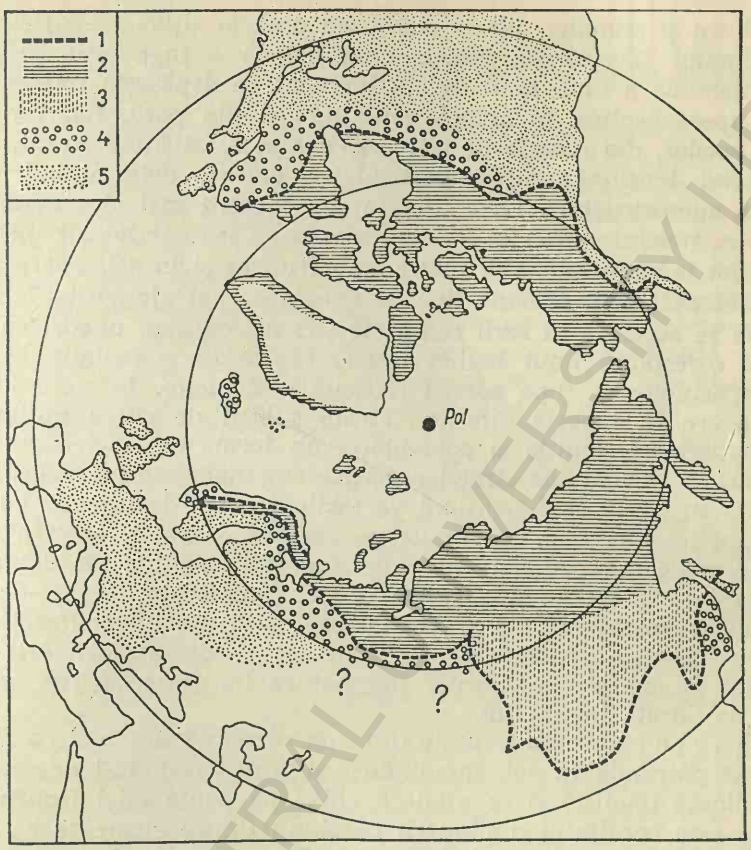


Fig. 344 — Domeniul periglaciar al emisferei nordice, după J. Tricart:

1 — limita sudică a pergelisolului; *2* — regiuni cu pergelisol actual; *3* — regiuni cu pergelisol fosil; *4* — domeniul fenomenelor periglaciare minore; *5* — zona fenomenelor periglaciare würmiene.

zonal (vîntul şi şiroirea). Aceştia provoacă o serie de procese ca : formarea gheţii în sol, perturbarea structurilor iniţiale prin contracţii termice şi creşterea volumului gheţii din sol, dezagregare, congeli-fluxie, şiroire, eolizaţie etc.

1) *Îngheţul şi dezgheţul* creează, în principal, aspectul specific al morfologiei periglaciare. Efectele acestui cuplu sînt diferite de la o regiune la alta, în funcţie de nuanţele climatului impuse de latitudine, altitudine şi depărtarea de ocean, de gradul de acoperire cu vegetaţie, de proprietăţile gelive ale rocii şi gradul lor de umectare, de durata şi frecvenţa ciclurilor gelive. În funcţie de adîncimea pînă la care se propagă înghe ţ u l, cu urmări directe în morfologie, se pot distinge regiuni cu

îngheț diurn și sezonier (de la cîțiva cm pînă la cîțiva metri) și regiuni unde climatul favorizează pătrunderea adîncă a înghețului și păstrarea multianuală a unui strat de sol înghețat ce depășește uneori 150 m grosime (pergelisolul). În ambele situații, apa din porii, fisurile și crăpăturile rocilor, din scoarța de alterare, îngheață, căpătînd forme variate. Ea exercită tensiuni asupra particulelor vecine, determinînd diferite tipuri de microstructuri. La suprafață se dezvoltă, mai ales în climatele temperate, poleiul care favorizează deplasarea materialelor prin alunecare. Tot la suprafață, sub pietre, sub frunzar și în sol, apare pipkrakul, reprezentat prin coloane fine de gheață ce pot ajunge la 7 cm lungime. Ele se asociază în serii compacte sau discontinui, uneori cu aspect etajat și corespund unui îngheț brusc. Pipkrakul contribuie la deplasarea particulelor și rupe adesea rădăcinile plantelor. În solul înghețat, gheața apare în aspecte diferite : strate subțiri de cîțiva milimetri în partea superioară, lentile și acumulări sub forma de nuclee cu dimensiuni mari în vecinătatea stratelor permanent înghețate (pergelisol), pene de gheață cu profil și dimensiuni variabile, gheață de injecție cu caracter de apofize etc. Prin tensiunile pe care le dezvoltă, acestea creează un complex de microcute, bombări la suprafața solului, iar după topire crăpături, microdepresiuni etc. În rocile consolidate, îngheț-dezghețul determină fragmentarea lor. Intensitatea acestui proces (gelifracție, crioclastism), mărimea elementelor rezultate cît și viteza sfărîmării depind de gradul de umezire al rocilor, de natura lor (macrogelive, microgelive) și de durata înghețului.

D e z g h e ț u l face ca o parte din apa rezultată din topirea gheții și zăpezii să pătrundă în sol, înmuindu-l și transformîndu-l adesea într-o pastă mîloasă (molisolul) ce alunecă chiar pe pante mici (solifluxiune). Mișcarea este rezultatul diminuării coeziunii dintre elemente ca urmare a schimbărilor în presiunea hidrostatică. Ea se face în funcție de liniile de flux, de grosimea stratului dezghețat, de presiunea exercitată din partea superioară, de cantitatea de apă liberă din material, de eficacitatea ciclurilor gelive, de proprietățile materialelor de pe planul de alunecare și ale acelora reținute de vegetație (L. H a m e l i n și F. C o o k, 1967). Deplasările pot afecta suprafețe mari (solifluxiuni generale sau în pînză), dar pot avea și caracter local (limbi, curgeri). În timp, se desfășoară sezonier sau episodic (J. B u d e l). Starea solifluidală a materialelor friabile permite dispunerea componentelor sale, după greutate, în figuri geometrice.

2) *Acțiunea zăpezii* (n i v a ț i a), deși pare neînsemnată, este destul de complexă, evidențiind procese de eroziune mecanică (avalanșe), dizolvare (apele de topire), protejarea solului și a rocilor (sub acumulări nivoeoliene). Topirea bruscă sau lentă a zăpezii duce la înmuierea solului (favorizînd solifluxiunile) și la șiroire. Procesele sînt mai eficace la sfîrșitul iernii mai ales în regiunile latitudinilor medii. Faptul că mantaua de

zăpadă nu acoperă uniform solul și nu persistă peste tot la fel, determină existența unei varietăți de micromedii, în care condițiile de meteorizare, gelifluxie, fluviație, eolizație sînt diferite.

Dintre procesele nivale, avalanșele realizează acțiunea cea mai puternică și mai rapidă în modelare. Desfășurarea lor este legată de anumite condiții topografice (panta accentuată, peste 30°, versant cu o formă care să permită acumularea zăpezii etc.) și climatice (cantitate mare de zăpadă, intervale scurte de încălzire etc.). Declanșarea corespunde momentului în care forța de gravitație depășește forța de frecare și poate fi provocată de creșterea masei, de cutremure, căderea stîncilor, zgomote etc. Masa deplasată, la început redusă, se mărește ca volum pe măsură ce cresc viteza și puterea de șoc. Se disting două tipuri principale de avalanșe : u m e d e, provocate de încălzirea aerului și de topirea parțială a zăpezii care crește greutatea masei și înmoaie solul, favorizînd alunecarea ; ating circa 80 km/oră și creează culoare de avalanșă ; avalanșele u s c a t e se produc pe ger, afectînd zăpada proaspătă, pufoasă, amestecată cu mult aer ; ating pînă la 200 km/oră.

3) *Acțiunea vîntului* (e o l i z a ț i a) este legată de ariditatea climatului, ce impune un covor vegetal redus și o pătură subțire și discontinuă de zăpadă. În plus, apar elemente fine, uscate, ușor de deplasat. Vîntul acționează prin coroziune și deflație, adică izbește cu putere și șlefuiește proeminențele rocilor, lărgește spărturile, rupe mușchii înghețați, spulberă materiale fine. El creează fațete șlefuite, alveole, pietre fățuite (de tipul dreikanterelor) sau rotunjite (gliptoliți), alteori sapă escavații în loess sau în aluviuni. În alte locuri vîntul depune praf, dînd acumulări loessoide sau dune de nisip. În mod deosebit se remarcă acțiunea de transport a materialelor fine, în urma căreia roca poate fi continuu supusă la noi procese de gelivație. Uneori, evacuarea elementelor fine duce la dezvoltarea unui peisaj de cîmpuri de pietre și blocuri, asmănătoare ergurilor (L. H a m e l i n, F. C o o k, 1967).

4) *Acțiunea fluviatilă* (f l u v i o - p e r i g l a c i a ț i a, gelifluviația) este prezentă o perioadă foarte scurtă și are, în general, un efect limitat în geneza reliefului. Rețeaua hidrografică este slab organizată, regimul debitelor este puternic influențat de nuanța climatului și de stratul înghețat al solului. În multe situații scurgerea se efectuează pe un pat înghețat. Vara sînt caracteristice inundațiile de mare proporție și transportul masiv de aluviuni. Aporturile laterale de aluviuni formează acumulări în trepte (terase fluvio-periglaciare, după L. H a m e l i n).

Șiroirea acționează relativ puțin în timpul dezghețului și mai accentuat cînd intervine o ploaie, înainte ca solul să se fi dezghețat. Pe rocile moi se dezvoltă ravene. Tot șiroirea contribuie la formarea periodică a depozitelor de grézes-littées, a glacisurilor și a degajării uneori a rețelei de poligoane.

5) *Acțiunea biochimică* este foarte redusă și limitată la fișiile cu vegetație pipernicită, perenă, ceea ce face ca pedogeneza să nu se realizeze.

C. FORMELE DE RELIEF PERIGLACIARE

Formele periglaciare reprezintă rezultanta de suprafață a interacțiunii proceselor ce se petrec în acest mediu. Tipul și aria de răspîndire a lor sînt influențate de rocă, nuanța de climat și de gradul de înclinare al terenului. Climatul permite separarea de regiuni cu forme periglaciare tipice, ca amploare și varietate și regiuni cu slabă dezvoltare a acestora ; roca impune diferențieri cu caracter strict local ; în schimb, declivitatea face posibilă împărțirea formelor în două grupe bine distincte (forme de versant și forme create pe suprafețe plane).

1. FORMELE DE VERSANT

Acestea sînt legate de crioclastism, solifluxiune, nivație, fluvio-periglaciație etc. Aici apare o gamă variată de forme, în funcție de procesul predominant, cele mai multe avînd caracter poligenetic.

Grohotișurile reprezintă mase de pietre colțuroase acumulate la baza abrupturilor (vezi și „dezagregarea" și „prăbușiri"). Dimensiunile masei cît și ale elementelor componente sînt în funcție de caracteristicile petrografice și structurale ale versantului, de intensitatea manifestării ciclurilor gelive etc. Dispunerea gelifractelor este determinată de forma și volumul lor, de condițiile în care s-a efectuat acumularea (în special topografia) cît și de acțiunile ce au avut loc ulterior (gelifracție secundară, nivație, scurgere etc.). În general blocurile cele mai mari se dispun la exterior, iar cele mai fine către partea superioară a acumulării și mai ales în centrul ei ca urmare a proceselor de fragmentare și resortare ulterioară. Rezultă forme de conuri, tăpșane, poale de pietre (fig. 345) iar în regiunile unde procesul este la început sau prezintă o slabă intensitate, la baza abruptului se dispun blocuri izolate sau mici grămezi. Marile acumulări de gelifracție sînt caracteristice vechilor zone periglaciare. Aici alături de mase imense de grohotișuri pleistocene, acoperite de sol și vegetație, apar și grohotișuri actuale, mobile (fig. 31 și 33). Sînt cazuri cînd, pe locurile mai plate, între conurile de grohotiș se formează excavațiuni ce se umplu ulterior cu apă — lacuri periglaciare, cum sînt cele de sub Gutin (Gr. Posea, 1963, pag. 223).

În etajul alpin, caracteristice sînt — r î u r i l e d e p i e t r e, sau torenții de pietre (fig. 346), la care gelifractele, desprinse din partea superioară a versanților, se dirijează pe mici văiugi, pe care adesea le astupă complet. Cînd numărul lor este mare, versantul capătă aspectul unor p a n g l i c i d e g e l i f r a c ț i e, aproape paralele, terminate în conuri sau poale de grohotiș. J. T r i c a r t (1963) le consideră ca aparținînd stadiului inițial în evoluția unui versant supus unor intense procese de dezagregare. Ulterior se ajunge la un versant drept, la baza căruia s-a creat un glacis de materiale.

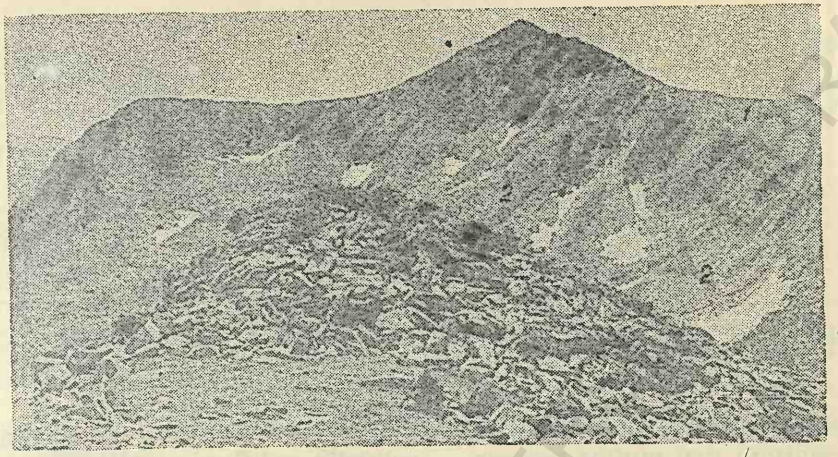


Fig. 345 — Poale de grohotiş (*2*), nişe nivale (*1*), cîmpuri de pietre (*3*) în Munţii Retezat (foto, Gr. Posea).

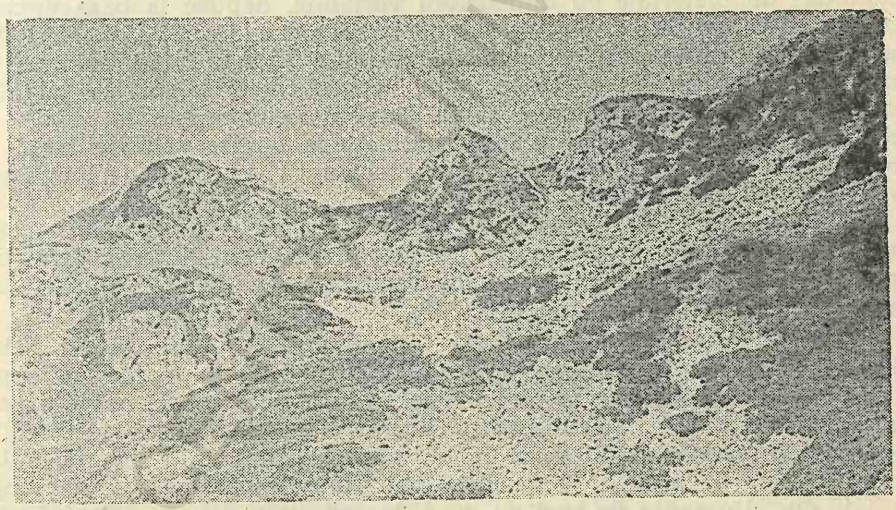


Fig. 346 — Rîuri de pietre în Munţii Retezat (foto, Gr. Posea).

Grézes-litées-urile, numite şi „rostogoliri ordonate", se dezvoltă în baza versanţilor cu înclinare mai mică şi sînt formate din elemente de dimensiuni diferite, dispuse stratificat. Cele tipice sînt din nisipuri calcaroase. În profil există o trecere gradată : cornişe, glacis de grohotiş, grézes-litées. În secţiune apar alternanţe de benzi, fiecare cu elemente de anumite dimensiuni (fig. 347). Geneza lor este pusă pe seama oscilaţiilor sezoniere a intensităţii îngheţ-dezgheţului, ce determină geli-

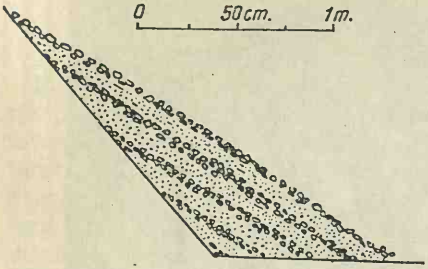


Fig. 347 — Secțiune într-un „Grézes-litées" (după, M. Derruau).

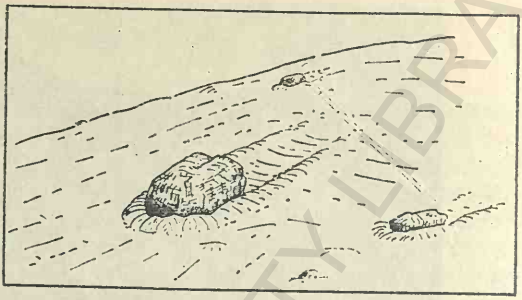


Fig. 348 — Pietre glisante (după, Gh. Niculescu).

fracte cu dimensiuni diferite (Et. de Vaumas, 1963), sau ar corespunde interacțiunii mai multor procese — gelivație, solifluxie, spălare în suprafață etc. (L. Hamelin, F. Cook, 1967 ; J. Tricart, 1963).

Depozitele de versant ritmic stratificate (litage periodique) sînt tot acumulări de materiale cu dimensiuni variabile, depuse la baza versanților de către gelifluxie, șiroire și vînt (L. Hamelin, F. Cook, 1967). Iau naștere la baza văilor unde pergelisolul ajunge pînă aproape de suprafață protejînd acumulările nou transportate împotriva ablației totale. Sînt mult mai grosiere și în general necimentate în raport cu grézes-litées-urile. Sînt citate în Ungaria unde umplu văiugile largi. La noi au fost sesizate pe frunțile unor terase ca trene deluviale (Gr. Posea, 1963, pag. 225).

Blocurile glisante se întîlnesc pe versanți cu înclinare redusă pe care nu se pot produce rostogoliri. La dezgheț și umectare intensă apar trei elemente : blocul, valul în formă de semilună sau de „U" și microdepresiunea din spatele blocului (fig. 348).

Treptele și umerii de altiplanație [1] denumite astfel de H. E. Eakin (1916) iau naștere pe versanți stratificați, în special în partea lor superioară. Este o îmbinare de pante reduse, poduri, separate de pante accentuate (20—50°), frunți sau taluzuri. Dimensiunile lor sînt foarte diferite. Podurile pot prezenta lățimi de la cîțiva metri pînă la 1 km, iar taluzurile înălțimi de la 3 la 20 m. Cele mai tipice trepte apar pe versanții formați din alternanțe de roci cu grad de gelivitate diferit și în locurile unde stratele sînt aproape orizontale (fig. 349) ; stratele mai puțin gelive constituie baza acumulării de materiale dezagregate. Prin fragmentarea treptelor se ajunge la umeri desfășurați în același plan (Gr. Posea, 1963).

Originea lor a fost pusă de H. E. Eakin pe seama retragerii versanților în urma unor intense procese de dezagregare în zonele cu convexi-

[1] În literatură sînt cunoscute și sub alte denumiri — „terase de munte" (Alești ov, 1936), „Golezterrassen" (H. Richter, 1963).

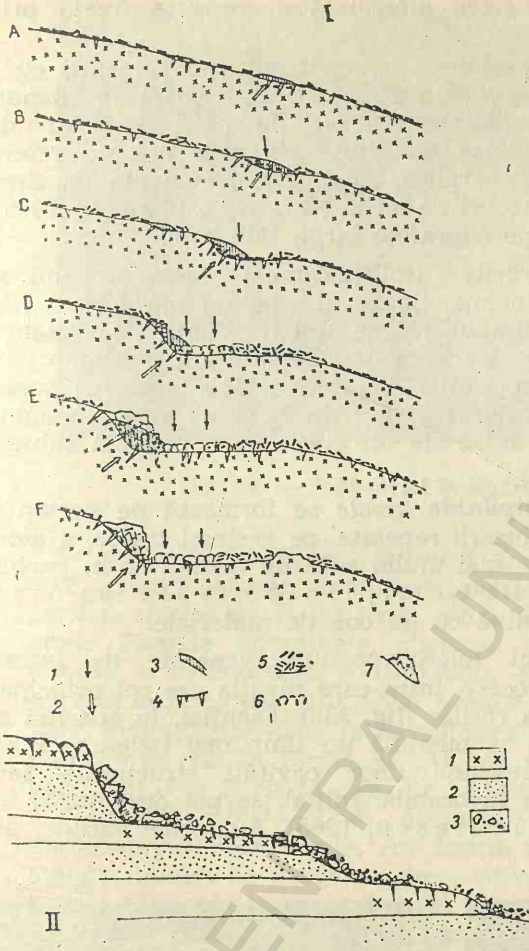


Fig. 349 — Formarea treptelor de alt iplanație:

I — Pe versanți omogeni (după H. Richter): *1* — zonă cu transport accentuat; *2* — zonă cu dezagregare intensă; *3* — petec de zăpadă; *4* — crăpături de îngheț; *5* — materiale dezagregate; *6* — soluri poligonale; *7* — klippe; II — pe versanți stratificați; *1* — roci dure; *2* — roci moi; *3* — materiale dezagregate.

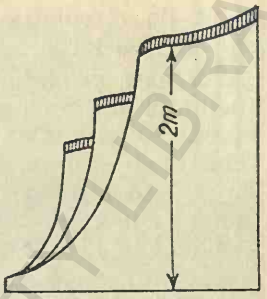


Fig. 350 — Terasete.

tăți. Danguine (citat de J. Tricart) crede că „treptele goletz" sînt reziduale, datorate nivației, ele apărînd pe măsura retragerii sacadate a névéului la finele glaciațiunii.

Terasetele sînt trepte cu dimensiuni reduse pe versanții alcătuiți din roci moi. Panta accentuată permite, în timpul dezghețului, desprinderea de pachete de rocă și dispunerea lor etajată (fig. 350). Căderea pachetelor variază de la cîțiva decimetri pînă la cîțiva metri.

Potecile de vite sînt cărări înguste, discontinui care se desfășoară perpendicular pe pantă. Apar, de obicei, primăvara în urma dezghețului, prin alunecări foarte reduse în stratul înerbat, accentuate în mod deo-

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

sebit de circulația turmelor. Partea inferioară a lor este fixată prin smocuri de iarbă.

Terasete și ondulări de solifluxiune apar ca trepte pe versanții cu o înclinare nu prea mare, de obicei sub 15°. Se desfășoară în planuri aproape orizontale, avînd lungimi de cîțiva zeci de metri și lățimi de pînă la 1—1,5 m. Podul terasetelor este lipsit de vegetație, cu pietre implîntate într-un material nisipo-argilos, iar fruntea, evidentă pe circa 20—70 cm, este acoperită de smocuri de iarbă (Gh. Niculescu, 1965). Ondulările se evidențiază pe suprafețe largi, înierbate.

Curgerile de noroi și alunecările (solifluxiunea) afectează solul și pătura de alterare pe mică adîncime. Se produc pe un pat format din rocă coerentă sau înghețată în timpul dezghețului (fig. 351). Pe versanții omogeni ca rocă, solifluxiunea poate avea caracter areal, rezultînd versanți de solifluxiune. În profilul acestora apar : în partea superioară un sector înclinat unde aflorează roca, în bază un sector acumulativ gros de circa 2—5 m, iar între ele un glacis cu o peliculă subțire de gelifracte.

Culoarele de avalanșe și semipîlniile nivale se formează pe versanții cu înclinare mare, în urma producerii repetate, pe aceleași trasee, a avalanșelor (fig. 352). Sînt lungi de mai multe sute de metri, iar în partea superioară au o formă semiconică (semipîlnia nivală sau nișa de plecare). La bază se termină cu un con de materiale.

Nișele nivale (scochine) sînt microdepresiuni generate de interferența mai multor agenți și procese, între care nivația are rol principal asupra depozitelor de pantă și a rocilor (fig. 353). Esențial, în apariția și dezvoltarea lor, e ca zăpada să se mențină un timp mai îndelungat pe anumite suprafețe. Acestea corespund unor cavități structurale sau locuri adăpostite și cu expunere favorabilă. Inițial, se pot dezvolta și în lungul potecilor de vite (Gh. Niculescu, 1965). Au forme variate, de obicei semicirculare și ovale.

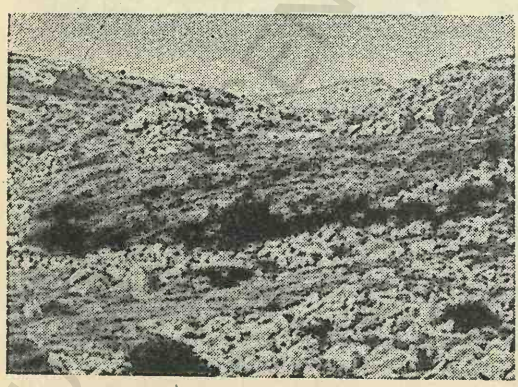


Fig. 351 — Macrosolifluxiuni (foto, L. Hamelin).

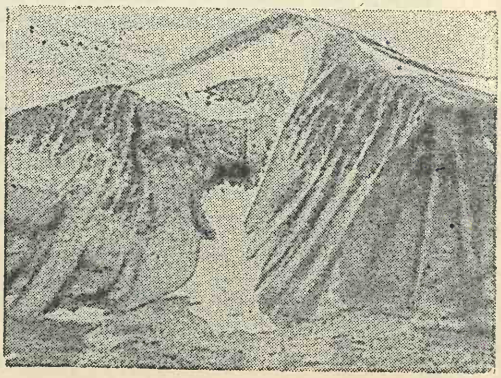


Fig. 352 — Culoare de avalanșe (foto, A. Rapp).

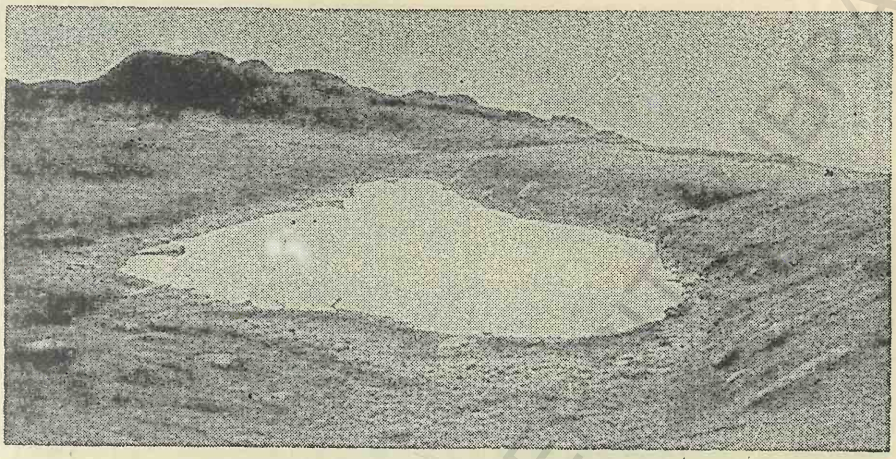


Fig. 353 — Nișă nivală în Munții Retezat (foto M. Grigore).

Semipîlniile nivale se dezvoltă în bazinele de recepție torențiale, care permit acumularea unei mari cantități de zăpadă, ce poate persista uneori de la un an la altul. Se pot observa chiar începuturi de névé. Pantele accentuate, dispuse semicircular, permit desfășurarea intensă a avalanșelor, solifluxiunii, șiroirii (în sezonul cald), ceea ce duce la lărgirea cavității. Cînd acestea se află în apropierea limitei zăpezilor, evoluția lor duce la dezvoltarea c i r c u r i l o r n i v a l e și a unor crîmpee de văi în formă de „U" — v ă i n i v a l e (Gr. P o s e a, 1963, pag. 220). Pot fi citate cele din : Țibleș, Penteleu, Ciucaș, Gîrbova etc.

Potcoavele nivale[1] sînt acumulări de gelifracte împinse în fața microdepresiunilor nivale. Au formă semicirculară, desfășurîndu-se pe mai multe zeci de metri lungime, cîțiva metri grosime și lățime. Dimensiunile elementelor variază de la blocurile care depășesc 0,5 m diametru dispuse în fața valului, pînă la particule foarte fine, ce alcătuiesc o masă abundentă. Mai sînt denumite și m o r e n e n i v a l e (J. Tricart, A. Cailleux, 1953). Se formează prin materiale rostogolite peste acumulările de zăpadă înghețată de la baza unor versanți abrupți (fig. 354). Avalanșele și alunecările intensifică procesul. Cu timpul, acumulările se pot cimenta. Prin unirea lor, la baza versanților, pot rezulta tăpșane sinuoase (G h. N i c u l e s c u, 1965).

Ghețari de grohotiș sînt acumulări masive de dezagregări, gheață și zăpadă, dispuse la baza versanților sau pe văi. În prima situație prezintă caracter de glacis, în a doua de „limbă". Ajung pînă la circa 1 km lungime sau lățime, 50 m grosime și au o pantă axială de circa 10°. Masa materialelor este dispusă în valuri transversale, șanțuri și micro-

[1] Nume dat de E m m . d e M a r t o n n e, 1900, pag. 287.

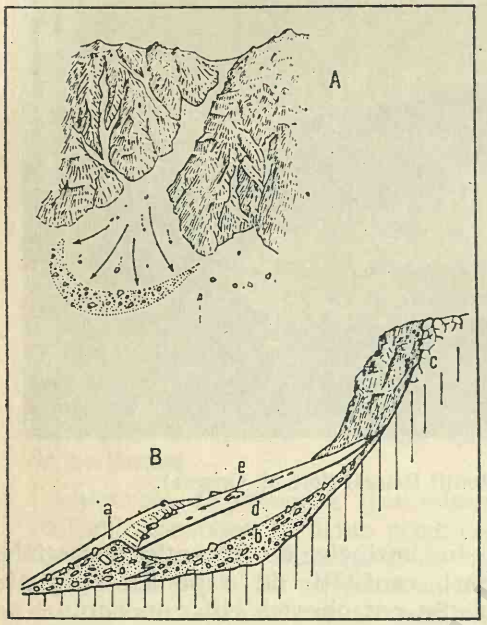


Fig. 354 — Formarea potcoavelor nivale *(A)*; secțiune printr-o potcoavă nivală; *(B)* (după Gh. Niculescu):

a — potcoavă nivală; *b* — grohotiș la baza pantei; *c* — zona de desprindere a materialului dezagregat; *d* — lentilă de zăpadă; *e* — pietre care alunecă pe zăpadă.

depresiuni, blocuri mari împlîntate. Valul frontal depășește 10 m grosime și prezintă o pantă de circa 35°. Deplasarea este favorizată de gheața reziduală, gheața interstițială și névé și atinge circa 1 m pe an (L. Hamelin, F. Cook, 1967). Se dezvoltă în special la baza abrupturilor formate din roci gelive, pe care sînt frecvente avalanșe și rostogoliri.

2. FORMELE DEZVOLTATE PE SUPRAFEȚE PLANE

Pe astfel de suprafețe, caracteristică este dezvoltarea de figuri geometrice (cercuri, poligoane etc.), cu dimensiuni variabile, ca rezultat al unor procese ce afectează stratul de suprafață. Între ele și structurile ce se formează în sol, există o strînsă legătură (poligoanele sînt legate de penele de gheață, pingourile de lentilele de gheață din sol, mușuroaiele înierbate de involuții etc.). Se pot grupa după dimensiuni, dispoziția materialului, vîrstă, grad de evoluție și mai ales după formă.

Solurile poligonale sînt niște crăpături dispuse obișnuit în pentagoane și hexagoane, umplute cu materiale mai grosiere decît cele din jur (fig. 355). Apar pe suparafețe ușor înclinate, 0°—2°, dar se dezvoltă și pe pante mai accentuate, unde forma lor suferă alungiri. Pînă la pante de 7° păstrează aspectul de poligoane alungite, după care se transformă în

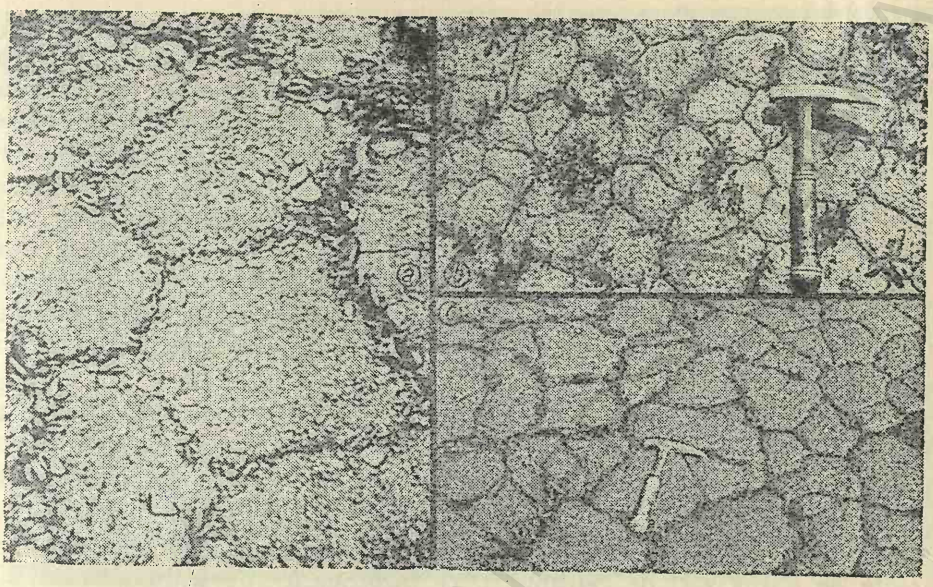


Fig. 355 — Soluri poligonale:

a — poligoane de pietre în Spitzberg (foto H. Weber); *b* — macropoligoane cu smocuri de ierburi; *c* — micropoligoane cu cordoane ierboase în Alpii Retici (foto A. Pietrocarpina).

benzi aproape paralele. Poligoanele apar în orice materiale, indiferent de structura și omogenitatea lor. Forma și dimensiunile acestora depind însă de variațiile termice, de frecvența și durata lor, de pantă, vegetație etc. Multe diferențieri sînt impuse de gradul de heterogenitate a materialelor. Structurile poligonale tipice (fig. 355) apar în regiunile unde permafrostul este la mică adîncime (Spitzberg, Groenlanda, Siberia, Laponia etc.). Se dezvoltă și în regiunile temperate și intertropicale, însă numai la mari înălțimi, în depresiuni închise și fără vegetație. Cele mai mari poligoane au diametre în jur de 25 m, cele mai mici numai de cîțiva centimetri. În ambele cazuri crăpăturile sînt umplute cu pietre și gheață.

Există mai multe păreri privind modul de formare al poligoanelor. B. Högbom (1910) le explică prin bombări, sub influența înghețului, a porțiunilor cu materiale fine, pe care elementele grosiere alunecă, orînduindu-se în poligoane. S. Taber ș.a. consideră că alternanța de suprafețe cu și fără vegetație sau zăpadă, determină diferențieri locale în regimul de îngheț al solului, ce duc la tensiuni care favorizează migrarea laterală a elementelor mari. N. N. Romanovski pune accent pe dezvoltarea unor curenți de convecție descendentă (pe margini) și ascendenți (pe centru), ca urmare a densității mai mari la suprafață (apa, la 4°, prezintă densitatea maximă), și mai mică la contactul

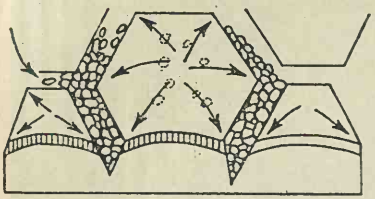


Fig. 356 — Formarea solurilor poligonale (după Gr. Posea).

cu perigelisolul. Cei mai mulți înclină însă spre o combinare de procese (pipkrake, gonflare, curenți de convecție). Crăpăturile apar în punctele puțin rezistente, se dezvoltă apoi în rețele poligonale, lărgindu-se treptat prin înghețul repetat al apei. În timpul înghețului, tensiunile determină ridicarea pietrelor, iar la dezgheț se formează curenții de convecție. În mod continuu are loc o triere a elementelor, ducînd, în final, la dispunerea lor în forme geometrice, ce indică un echilibru dinamic (fig. 356).

Macropoligoanele sînt cele cu dimensiuni mari, pînă la peste 100 m în diametru. Se formează în tundră și au centrul relativ bombat. Uneori, ca urmare a presiunii exercitate de gheața din crăpături, marginile poligonului sînt mai ridicate, iar centrul rămîne mai jos.

Cercurile de pietre sînt inele de materiale cu dimensiuni mari, înalte de cîțiva zeci de centimetri, ce înconjoară un spațiu alcătuit din elemente fine (fig. 357). Se dezvoltă pe suprafețe slab înclinate (în jur de 5°) și au diametre pînă la cîțiva metri. Pe pante mai mari se alungesc, căpătînd aspect ovoidal.

Solurile striate se dezvoltă pe pante mai mari de 8° și apar ca niște benzi diferențiate prin culoare. Sînt un fel de poligoane deformate la maximum. Faptul că striurile urmează direcții paralele și ocolesc obstacolele, dovedește că, în afara proceselor specifice poligoanelor, datorită pantei, în geneza lor intervine și gravitația (curgere, alunecare, rostogolire). Structural, se remarcă o alternanță de benzi din materiale fine și grosiere.

Cîmpurile de noroi sînt formate dintr-o alternanță de petice de noroi și vegetație. Cele mai multe au formă rotundă sau ovală cu diametru de circa 1 m. Ele oferă tundrei un aspect pestriț (tundra pătată). Pot apare și în regiuni cu roci mai dure, în alternanță cu suprafețe cu gelifracte.

Cîmpurile de pietre (mări de pietre) se întîlnesc pe suprafețe constituite din roci dure macrogelive, cu înclinări de pînă la 10°. Gelifractele rămîn pe loc sau se deplasează extrem de puțin, creînd îngrămădiri ce acoperă complet roca de bază. Se întîlnesc mai ales în zonele montane înalte (fig. 358).

Pavajul nival rezultă prin dispunerea gelifractelor de tipul lespezilor cu una din fețe pe suprafața stratului de sol, în tendința de a egaliza tensiunile ce se nasc prin afundarea lor în timpul dezghețului. Cele mai

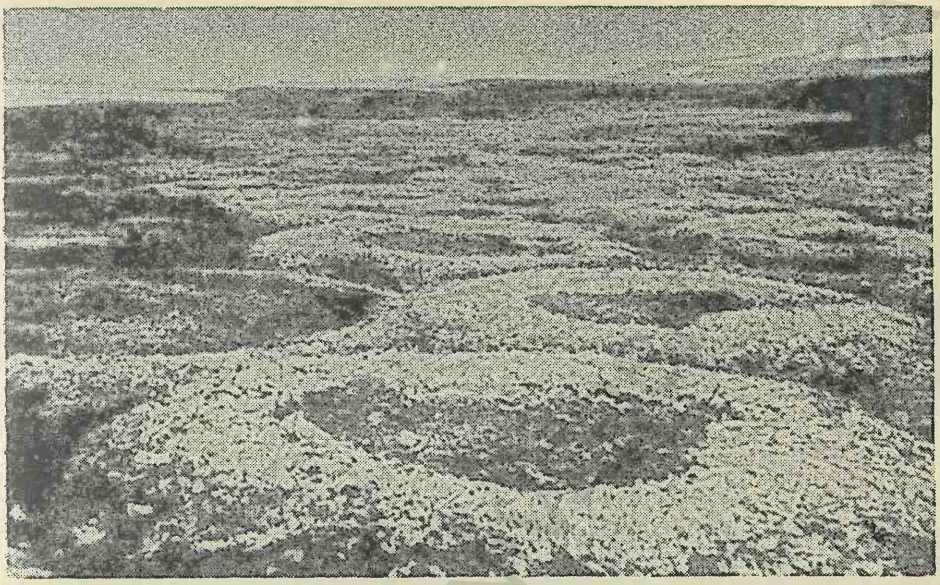


Fig. 357 — Cercuri de pietre în Spitzberg (foto H. P o s e r).

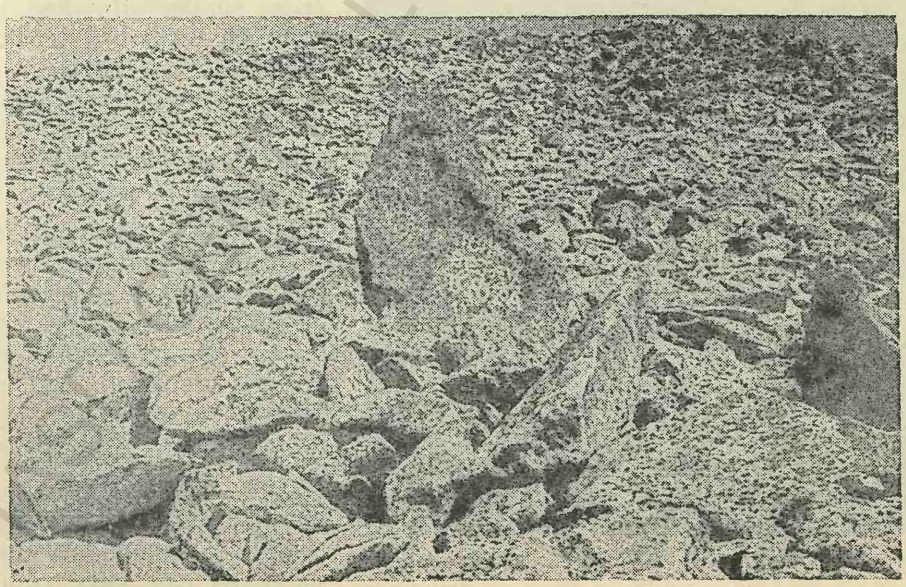


Fig. 358 — Cîmpuri de pietre în Munţii Retezat (foto G r. P o s e a).

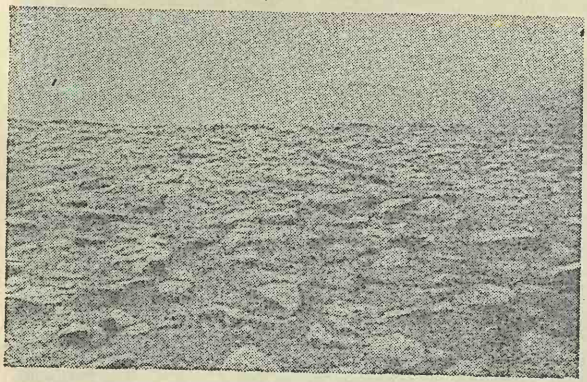


Fig. 359 — Pavaj nival pe platforma Cîrligați (foto Aurora Posea).

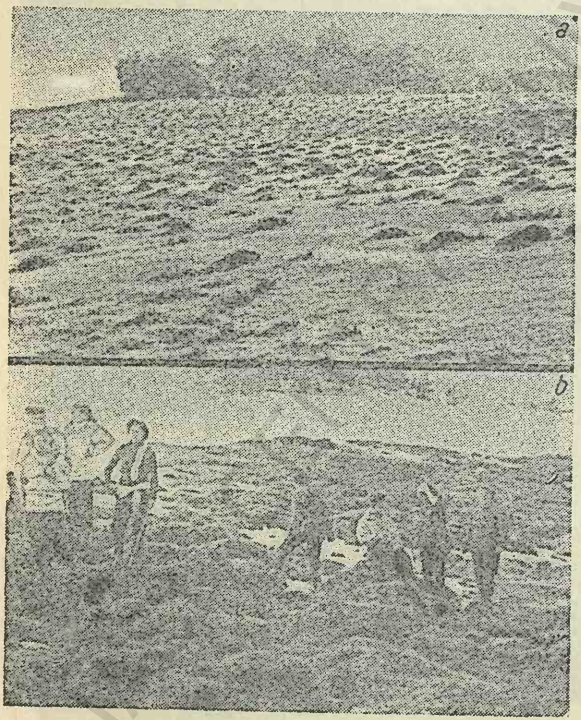


Fig. 360 — Movile înierbate (foto Gr. Posea): *a* — în Munții Retezat; *b* — în Munții Apuseni (Vlădeasa).

tipice apar în cazul cînd suprafața totală a lespezilor este mai mică decît arealul regiunilor pe care se dispun (fig. 359).

Movilele înierbate (marghile, thufuri), apar ca niște movilițe, emisfere, cu diametre ce pot ajunge pînă la 1 m, și o înălțime de 0,5 m (fig. 360). Sînt formate din material fin, argilos și nisipos, înierbat și rezultă în urma înghețului diferențiat al apei în pătura de sol și a unor procese biochimice. Vegetația ce le acoperă este formată din mușchi, ierburi higrofile, ericacee etc. De la forme decimetrice, se dezvoltă pînă la 1 m ca urmare a tensiunilor interioare. După 3—5 ani antingînd dimensiuni de echilibru maxim se sparg, mușuroiul trecînd în faza de degradare.

Hidrolacoliții, numiți și pingo în nordul Canadei, bulguniaki în Siberia, au aspectul unor movile cu dimensiuni mari, uneori depășind 15 m înălțime și 50 m în diametru. Prin degradare, partea superioară se prăbușește și ia naștere un pseudocrater adînc de cîțiva metri (fig. 361). După dimensiuni și modul de

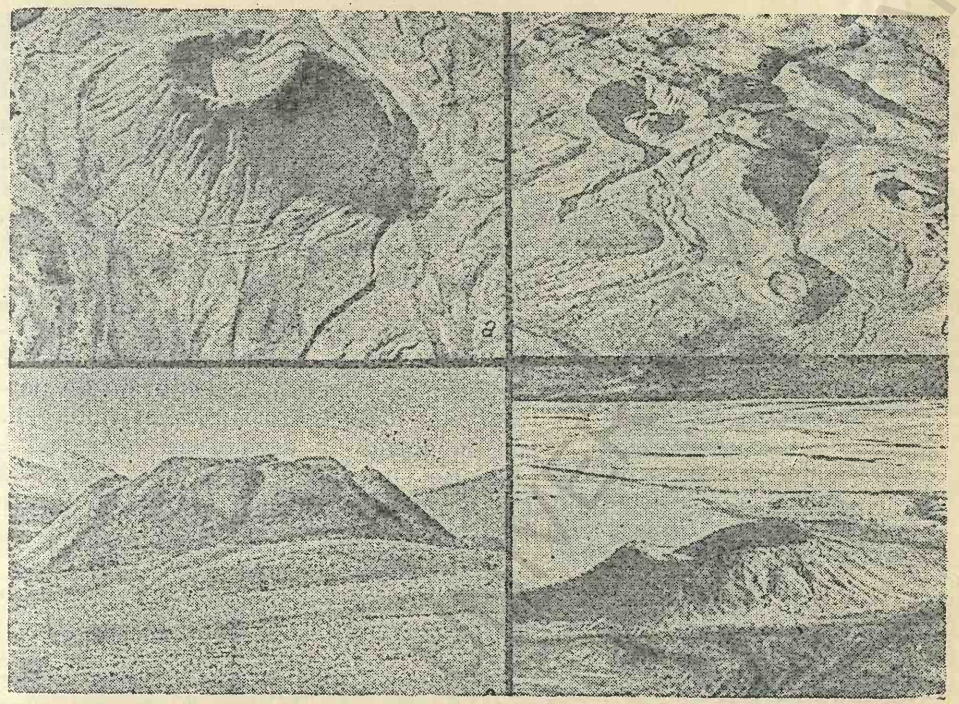


Fig. 361 — Pingo, *a* și *b*, în Groenlanda (foto E. Hofer); *c* — în Spitzberg (foto E. F. Patrick); *d* — Groenlanda (foto F. Müller).

formare se pot deosebi mai multe subtipuri. Hidrolacoliții propriu-ziși au dimensiuni reduse, apar primăvara în formațiuni permeabile, în punctele unde apa subterană se apropie de suprafață. Prin reînghețare de sus în jos exercită presiuni asupra păturii de deasupra bombînd-o. Cînd acoperișul cedează, apa sau mîlul neînghețat țîșnesc la suprafață. Se mai numesc hidrovulcani și vulcani noroioși; sînt frecvenți în Groenlanda de est. Un alt subtip îl formează palsele cu dimensiuni medii (circa 4—6 m înălțime), cu un nucleu de gheață pură sau în amestec. Pingourile tipice au dimensiunile cele mai mari, se întîlnesc în regiunile cu pergelisol, unde stratul periodic dezghețat este mai gros și permite o bună circulație a apei. După L. Hamelin aria lor este cuprinsă între 65° și 75°. J. Corbel[1] indică pingouri tipice în regiunile cu temperatura medie anuală de minus 10° — 15°, media lunii celei mai reci sub minus 20°, iar precipitațiile de circa 200 mm. Aici au lungimi de circa 900 m. Apariția lor este legată de existența unor lacuri, puțin adînci, cantonate

[1] Citat de A. Pissart.

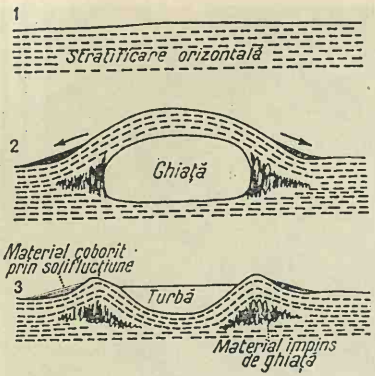


Fig. 362 — Evoluția unui pingo (după, A. Pissart).

pe depozite friabile. Apa infiltrată în stratele de pe fundul lacului, prin înghețare dă o formă mamelonară care crește și transformă lacul într-un inel. Treptat, apa din inel este absorbită în interiorul pingoului și lacul dispare. După atingerea unor dimensiuni maxime se fisurează, se degradează și la dezgheț apare un pseudocrater, care, de cele mai multe ori, va cantona un nou lac (fig. 362).

Baidjarcsurile și allasurile apar în regiunile cu pergelisol fosil în retragere. Primele corespund unor movile acoperite de vegetație înconjurate de porțiuni mai joase ce se suprapun unor lentile de gheață în dezghețare pe margini. Celelalte sînt legate de o fază înaintată de degradare a pergelisolului, cînd blocurile de gheață din sol se topesc și provoacă tasări și depresiuni lacustre (A. Popov, 1956).

3. FORMELE REZIDUALE

Apar atît pe treptele unor versanți cît mai ales pe interfluviile relativ ascuțite. În principal, este vorba de distrugerea unor strate de roci dure prin dezagregare, îndepărtarea majorității materialelor rezultate și ră-

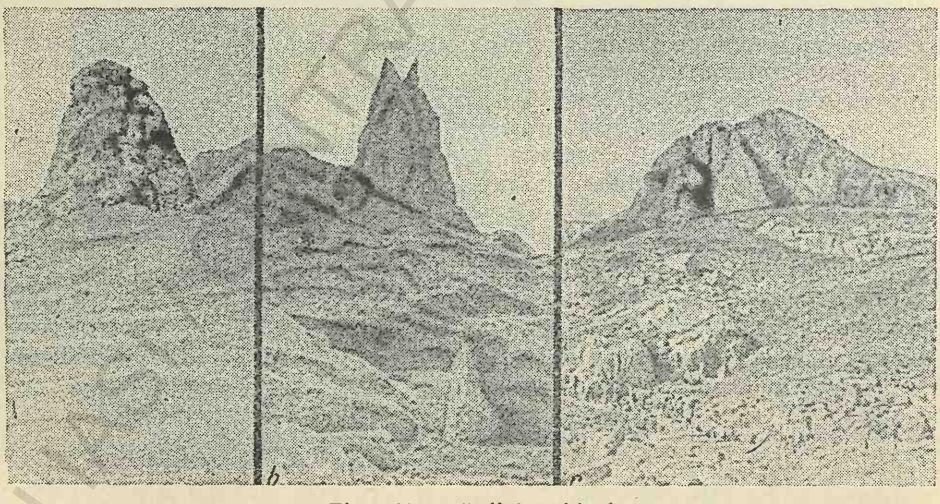


Fig. 363 — Relief rezidual:
a — tip „turn", *b* — tip „ace" (foto M. Ielenicz) în Munții Făgăraș; *c* — tip „piramidă" (foto Gr. Posea) în Munții Retezat.

mînerea în relief a unor ieșinduri de diferite forme. Aici se încadrează : creste ascuțite și crenelate (custuri), creste de cocoș (v. fig. 20), țancuri (v. fig. 18), ace (v. fig. 19), vîrfuri piramidale, turnuri (fig. 363), babe (fig. 364), ciuperci, blocuri oscilante (v. fig. 22), jandarmi (stîlpi foarte deși și în poziții diverse), strungi adică șanțuri adîncite, cu fundul relativ plat și foarte înclinate (fig. 365).

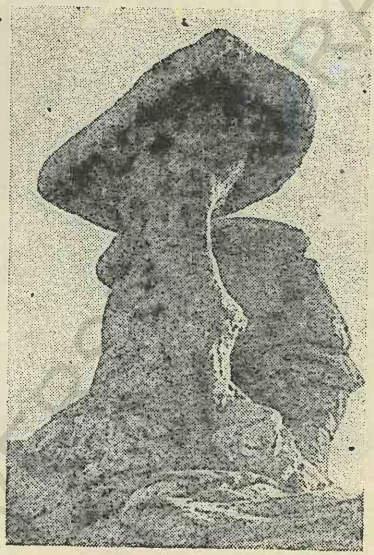


Fig. 364 — „Babele" din Munții Bucegi.

D. STRUCTURILE PERIGLACIARE

În regiunile periglaciare, sub raport structural, se disting : terenuri care se dezgheață complet în sezonul cald și terenuri care păstrează un orizont adînc înghețat permanent (pergelisol), uneori încă din Pleistocen. În timpul verii, în ultimul caz, apare un strat dezghețat — molisolul ; aici procesele periglaciare sînt foarte active.

Pergelisolul. Stratul înghețat peren, denumit și „Perenne Tjale" (B. Högbom, 1914), pergelisol (K. Bryan, 1946), permafrost (S. E. Müller, 1943), sau merzlota (sovietici), acoperă circa 7 332 800 km² (J. P. Mesceriacov, 1968). Se extinde în nordul Canadei, Alasca, Groenlanda, Spitzberg, Asia Centrală și de nord-est etc. În sudul tundrei el devine discontinuu și subțire. Atinge grosimi diferite, 150—300 m în Spitzberg, 600 m în Siberia etc. Este legat de regiunile fără zăpezi

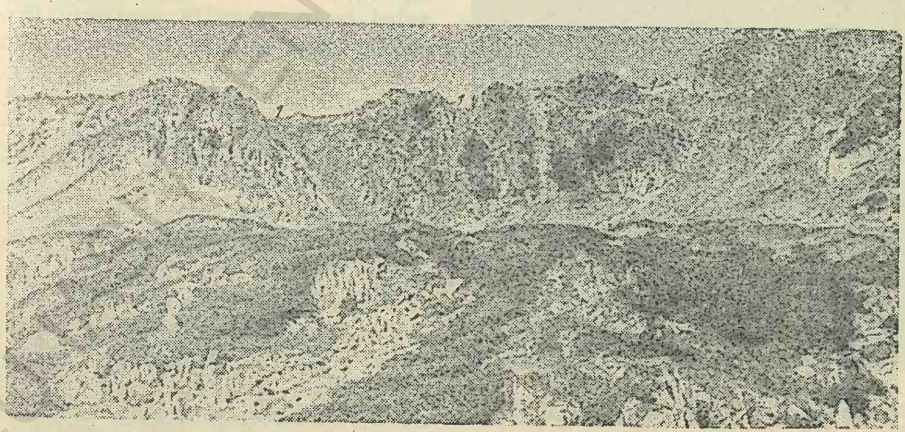


Fig. 365 — Strungi (*1*) și prag glaciar (*2*) în Munții Retezat (foto, Gr. Posea).

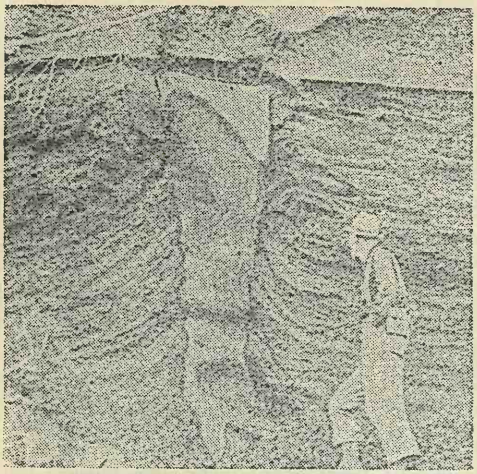


Fig. 366 — Pană de gheață în Alaska (foto, T. L. Péwé).

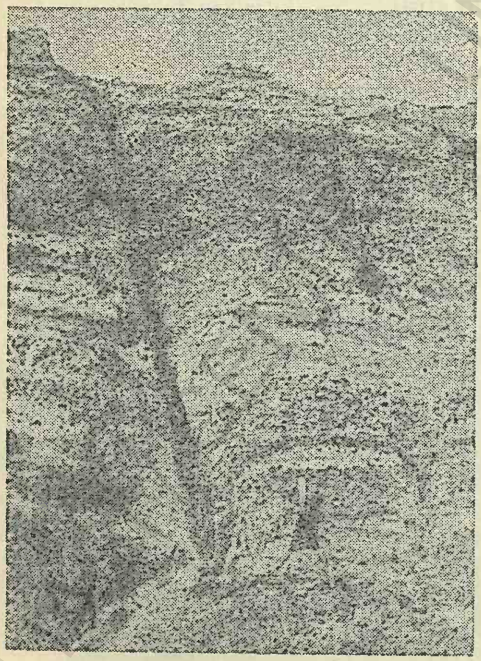


Fig. 367 — Pene și involuții în nisipurile și pietrișurile de lîngă Tarnobrzeg — Polonia (foto. E. Mycielska—Dowgiallo).

abundente și cu temperaturi scăzute (media termică anuală sub minus 2°). A. I. Popov (1956) distinge două tipuri: pergelisol epigenetic dezvoltat prin pătrunderea gerului pe adîncimi mari și înghețarea apei în toate spațiile din depozitele argilo-mîloase și pergelisol singenetic rezultat din acumularea treptată de depozite aluviale concomitent cu înghețarea lor. În primul caz rezultă o rețea subțire de vine de gheață, iar în al doilea o rețea mult mai groasă ce leagă blocuri mari de gheață.

Molisolul. Orizont supus înghețului și dezghețului sezonier, variază în grosime de la cîțiva decimetri pînă la 6—7 m (în zona pergelisolului degradat din Siberia). Este numit și orizontul activ, pentru că variațiile termice atmosferice se manifestă direct. Se pot distinge: un orizont superficial care înregistrează anual mai multe cicluri gelivale și unul inferior, mai puțin sensibil la oscilațiile diurne, cu un singur ciclu gelival într-un an. În regiunile temperate, în sezonul rece, înghețul afectează solul pe o anumită grosime. Procesele care au loc în acesta sînt asemănătoare cu cele din molisol, dar se desfășoară cu intensitate redusă din lipsa pergelisolului.

Procesele gelive ce se desfășoară în molisol conduc la formarea unor structuri, ce pot fi asociate în două grupe: pene și involuții.

Penele și vinele de gheață sînt crăpături conice sau de altă formă, umplute cu gheață sau, după topirea acesteia, cu materiale heterogene (fig. 366, 367). Au aspecte și dimensiuni variabile,

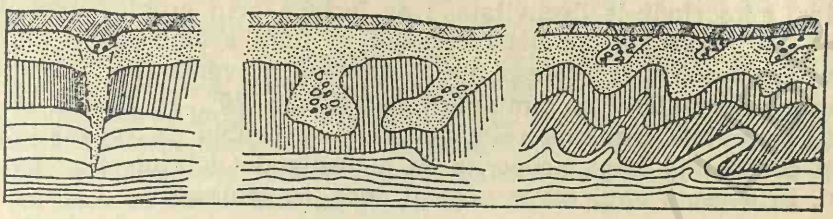


Fig. 368 — Structuri criogene (după, Gr. Posea).

fiind larg răspîndite în tundra siberiană, Alasca, Novaia Zemlia, Spitzberg, Groenlanda. Urmele existente în loessurile din Europa Centrală atestă extensiunea lor mult mai mare în pleistocen.

Leffingwell (1935) consideră că penele iau naştere prin lărgirea şi adîncirea unor fisuri de contracţie (formate iarna la geruri mari), care se umplu cu apă în timpul primăverii şi verii şi apoi reîngheaţă. Cele dezvoltate în regiunile aride subarctice nu trec totdeauna prin faza de „pană cu gheaţă", ci, fisurile se umplu direct cu materiale căzute din jur.

Involuţiile sînt nişte ondulări variate, în strate heterogene (fig. 368). Ele iau naştere prin tensiuni manifestate în sensuri diferite, dinspre stratele şi nucleele îngheţate spre porţiunile încă dezgheţate ale molisolului. P. Bout consideră că la scăderile de temperatură, îngheaţă mai întîi partea superioară a molisolului, spre care se dirijează apa prin capilaritate. Stratul îngheţat se îngroaşă mult în porţiunile unde alimentarea e bogată, dezvoltă apofize şi bombări dirijate către interior, care exercită tensiuni ce duc la curbarea stratelor.

E. EVOLUŢIA REGIUNILOR PERIGLACIARE

Studiile asupra regiunilor periglaciare s-au axat de obicei pe descrierea şi interpretarea genetică a formelor, structurilor şi mai puţin pe problema evoluţiei generale a reliefului. Emm. de Martonne pune printre primii [1] problema unui ciclu de modelare nival, al cărui rezultat ar fi o suprafaţă acoperită de o manta de debriuri. Mai tîrziu, L. Peltier (1950) defineşte ciclul periglaciar cu trei stadii. Stadiul de tinereţe este acela în care gelifracţia şi geliturbaţia acţionează asupra ver-

[1] În 1912, D. D. Cairnes aminteşte pentru Alasca de ecviplanaţie, H.E. Eakin (1914) de altiplanaţie, iar K. Bryan (1946) de cryoplanaţie.

sanților, micșorîndu-le declivitatea ; se încheie prin crearea unei pante de 25°—30°, formată din două sectoare — unul acumulativ și altul de eroziune. Maturitatea corespunde intersectării versanților, extinderii sectorului acumulativ și diminuării pantei sub 20°. În stadiul de bătrîneţe, suprafaţa rezultată coincide cu un ansamblu de convexităţi teşite şi concavităţi largi, acoperite de o manta de debriuri fine pe care vîntul, în absenţa unui covor vegetal dens, le spulberă.

În general, evoluția, în zonele periglaciare, se reduce la două mari aspecte : pe de o parte distrugerea și retragerea versanților, pe de alta evoluția văilor. Versanții evoluează nu numai sub impulsul proceselor periglaciare, de aceea și dezvoltarea lor îmbracă aspecte diferențiate. La cei formați din roci dure se remarcă retragerea lor paralelă cu poziția inițială, gelivația avînd rol principal, iar transportul fiind realizat gravitațional (v. fig. 60). Cei alcătuiți din roci moi, plastice, suferă o atenuare treptată a înclinării și înălțimii mai ales prin alunecări și solifluxiune. În ambele situații, tendința generală, în modelare, este realizarea unor pante de echilibrare și transport de tipul glacisurilor. Dacă rocile versanților sînt macrogelive, glacisul va fi înclinat mai mult pentru a asigura mobilitatea debriurilor mari. Materialele vor continua să se fărîmițeze și pe glacis, proces deosebit de intens la baza sa, unde și umiditatea e mai mare. La roci microgelive, panta va fi redusă, deplasarea va fi lentă și se realizează în special primăvara. În cazul versanților alcătuiți din roci moi, glacisul va avea o înclinare redusă și va prezenta o pojghiță de materiale fine.

Rezultă că în regiunile polare, unde condițiile periglaciare au persistat de foarte mult timp, nu trebuie exclusă posibilitatea unei nivelări pe suprafețe extinse, datorită în principal proceselor periglaciare. În zona temperată, unde astfel de condiții s-au manifestat numai în pleistocen, iar în prezent atenuat în sezonul rece, rezultatul general al modelării îl reprezintă glacisurile reduse, situate la baza abrupturilor, a cuestelor sau a unor frunți de terasă.

Al doilea aspect, în evoluția regiunilor periglaciare, este dat de particularitățile drenajului. Aici apar multe chiuvete lacustre legate, în cele mai multe situații, de topirea blocurilor de gheață, de pergelisolul aflat în faza de degradare și de tasări spre care se orientează o rețea de văi slab evidențiate. În timp, lacurile pot crește atît în suprafață cît și în adîncime. Înmagazinînd și transmițînd căldura, apa din lacuri poate forța procesul de dezgheţare a unor noi porțiuni.

Văile tipice periglaciare sînt puțin adîncite, dar foarte largi, cu o pantă longitudinală redusă. Ele funcționează intermitent primăvara ; în restul timpului sînt seci sau constituie mlaștini. Profilul longitudinal se realizează la ape mari, cînd cantitatea de materiale, preponderent fine, este mare, ceea ce face ca panta de echilibru necesară să fie

redusă. Procesele periglaciare acționează în special la contactul dintre fundul văii și versanți, contribuind la lărgirea ei.

Altă particularitate, în drenaje, este legată de fluviile cu obîrșii în regiunile temperate și care străbat ținuturile periglaciare. Aici, ele prezintă lunci foarte largi, iar inundațiile sînt frecvente și au o amploare deosebită. Lățimea mare a luncii se explică prin faptul că eroziunea pe verticală a rîului este relativ redusă, uneori blocată de solul înghețat, ceea ce face ca forța erozivă să se canalizeze asupra malurilor.

Se poate conchide că mediul morfogenetic periglaciar este foarte complex, cu o mare varietate de aspecte, imprimate de specificul proceselor care au loc aici, de îmbinarea și ponderea lor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul III

RELIEFUL REGIUNILOR ARIDE ŞI SEMIARIDE

A. CARACTERE GENERALE ŞI TIPURI DE DEŞERTURI

1. CARACTERE GENERALE

Regiunile aride şi semiaride sînt definite prin caracterele cu totul specifice impuse de climă, vegetaţie, soluri, hidrografie, din a căror interacţiune rezultă un relief cu o topografie proprie. Se întrebuinţează des şi noţiunea de deşert, care, etimologic, înseamnă regiune fără viaţă. În acest sens, puţine regiuni de pe Glob pot fi socotite deşerturi absolute (Tanezruft, în literatura germană) cum sînt, de exemplu, ţărmul nord-chilian, cuvetele uscate din centrul Australiei, unele zone restrînse din interiorul Saharei şi pustiul Libiei etc. În fapt, termenii respectivi au o semnificaţie climatică şi biologică. Pot fi denumite aride şi semiaride acele regiuni cu precipitaţii foarte reduse (sub 200 mm anual), dar suficiente pentru menţinerea unor sisteme de rîuri capabile să transporte, temporar, sfărîmăturile produse prin dezagregare, însă insuficiente pentru a permite dezvoltarea unei cuverturi vegetale care să protejeze solurile contra eroziunii agenţilor subaerieni (C. A. Cotton, 1952).

— *Caracterul climatic* esenţial este legat de regimul precipitaţiilor, la care se adaugă temperatura şi vîntul, ce contribuie, prin intermediul evaporaţiei, la stabilirea unui bilanţ hidric deficitar.

Precipitaţiile au o medie anuală de 200 mm; se întîlnesc uneori medii de 500—700 mm, dar evaporaţia potenţială puternică (în Sahara 4000 mm anual) menţine caracterul de ariditate. Precipitaţiile din aceste regiuni se caracterizează şi printr-o mare neregularitate:

repartiţia neuniformă pe luni, diferenţe mari de la an la an, cad mai ales sub formă de averse. În Sahara, de exemplu, deşi media multianuală este de 100—200 mm, s-au înregistrat perioade de 18 luni fără nici o picătură de ploaie ; în pustiul Atacama s-au semnalat 10—20 de ani fără precipitaţii.

Temperatura aerului prezintă puternice oscilaţii de la zi la noapte, înregistrîndu-se amplitudini medii de peste 25°C la umbră şi 40—50° la soare. Insolaţia puternică provoacă creşterea temperaturii la suprafaţa solului, marcîndu-se diferenţe de 25—30°C între temperatura aerului şi cea a solului (fig. 369). În Sahara în timpul zilei, la suprafaţa nisipului s-au înregistrat temperaturi de 72°C, care au coborît în timpul nopţii pînă la 0°C sau chiar sub 0°C.

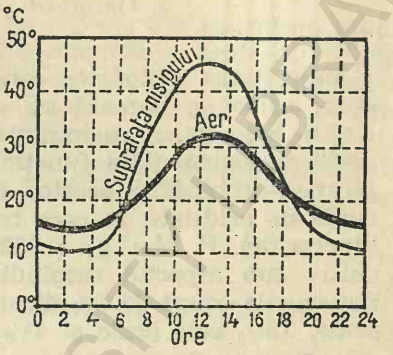


Fig 369. — Variaţia temperaturii diurne în ergul Mourzouk (după, E. Capot-Rey).

Vînturile nu prezintă valori mai ridicate decît în alte regiuni. Dar, importanţa lor în regiunile aride capătă o valoare mai mare, prin consecinţele asupra creşterii gradului de uscăciune (mărirea evaporaţiei) şi prin acţiunea lor morfogenetică (spulberarea solurilor şi nisipurilor lipsite de un covor vegetal protector, formarea dunelor etc.).

— *Absenţa unei cuverturi vegetale* continuă constituie un alt caracter fundamental al zonelor aride şi semiaride. Există deşerturi care, pe suprafeţe întinse, nu prezintă nici un fel de vegetaţie, aceasta cantonîndu-se numai în lungul uedurilor (apare numai în urma averselor şi durează cîteva zile sau cîteva săptămîni). Există şi regiuni unde vegetaţia, formată din smocuri de iarbă (drinnul de pe dunele sahariene) sau din mărăcinişuri spinoase (arbuşti xerofili) se dezvoltă anual, pînă la cel mult trei luni de zile.

— *Absenţa solurilor* este dictată de lipsa unui covor vegetal, şiroire şi vînt care înlătură materialele rezultate din dezagregarea rocii. Acţiunea slabă a proceselor chimice şi biochimice explică, de asemenea, ritmul lent sau absenţa proceselor de solificare.

— *Hidrografic*, regiunile aride şi semiaride se caracterizează prin intermitenţa cursurilor de apă şi prin lipsa unei reţele hidrografice organizate. Singurele cursuri de apă sînt uedurile. Acestea funcţionează numai în timpul averselor violente, cînd prezintă o undă de viitură foarte puternică. În cele mai multe cazuri, apele uedului se pierd în propriile aluviuni, depuse la poala înălţimilor, sau se evaporă înainte de a ajunge să se verse într-un lac interior. Această hidrografie, fără un nivel de bază local precis, se numeşte areică ; apele care se varsă într-un lac interior se numesc endoreice (exemplu, bazinul lacului Aral). În mod excepţional există şi ape cu scurgere la mare (exoreice), cum ar fi Nilul, care au izvoarele în zone foarte umede.

2. TIPURI DE DEȘERTURI PE GLOB

Majoritatea metodelor care au stat la baza stabilirii tipurilor de regiuni aride se bazează pe analiza regimului precipitațiilor și a eficacității acestora, a regimului termic, precum și pe valorile indicilor de ariditate (calculați în funcție de temperatură, precipitații și evapotranspirație). Îmbinările acestor caractere și indici conduc la o gamă crescîndă de ariditate, în care trei tipuri sînt principale (semiaride, aride și hiperaride). P. Meigs (1952) și F. Joly (1957) le descriu detaliat, inclusiv sub aspectul răspîndirii lor pe Glob. După P. Meigs (1952), deșerturile ocupă 33,6% din uscatul Globului din care : 14,6% cele semiaride, 15% cele aride și 4% cele hiperaride.

a) *Deșerturile semiaride* se caracterizează printr-o cantitate anuală de 200—300 mm precipitații, care cad în anotimpul rece sub formă de averse violente, dar și sub formă de ploi lente de mai mare durată ; nu prezintă rezerve subterane de apă și nici scurgeri permanente autohtone. Vegetația sporadică și discontinuă de tufișuri spinoase este legată de anotimpul mai umed sau de ploile întîmplătoare, după care dispar. Ocupă circa 40% din deșerturile de pe Glob (vezi tabelul).

Repartiția tipurilor de deșerturi pe continente (după, P. Meigs)

Continentul	Deșerturi semi aride		Deșerturi aride		Deșerturi hiper-aride		Total din suprafața continentală	
	km²	%	km²	%	km²	%	km²	%
Australia	2 517 000	47	3 864 000	53	—	—	6 381 000	83
Africa	6 081 000	29	7 303 000	31	4 558 000	26	17 942 000	64
Asia	7 516 000	45	7 909 000	46	1 051 000	9	16 476 000	39
America de Sud	1 626 000	43	1 217 000	39	170 500	18	3 013 500	17
America de Nord	2 657 000	2	1 279 000	37	31 000	2	3 967 000	16
Europa	844 000	77	170 500	33	—	—	1 014 000	1
Total	21 241 000	40	21 742 500	46	5 810 500	14	48 794 000	100

b) *Deșerturile aride* prezintă precipitații medii anuale sub 200 mm. Ploile cad sporadic sub formă de averse scurte și violente. Nu există un anotimp mai umed, ci numai zile umede, în timpul ploilor. Vegetația a dispărut complet, sau este localizată discontinuu în lungul uedurilor. Regimul termic este foarte diferit de la o regiune la alta, de unde necesitatea subîmpărțirii lor în două subtipuri : deșerturi aride calde (Sahara, Kalahari, Thor etc.) cu temperaturi medii anuale de 15—20°C și deșerturi aride reci (Islanda, Tibet, Groenlanda, Pamir, Anzi etc.), în care temperaturile medii anuale sînt cuprinse între —10 și + 5°C, iar precipitațiile cad mai ales sub formă de zăpadă. Ocupă 46% din suprafața deșerturilor de pe Glob.

c) *Deşerturile hiperaride* sînt mult mai rare (14% din suprafaţa totală a deşerturilor), ele apropiindu-se de limita maximă a aridităţii. Ploile sînt atît de rare, încît trec ani sau zeci de ani pînă se înregistrează o aversă de cîţiva mm. În deşerturile continentale (cum este Death Valley) se înregistrează contraste termice diurne foarte mari, în schimb, în deşerturile litorale (de exemplu, Atacama), aceste amplitudini termice sînt reduse. Vegetaţia este efemeră (durează doar cîteva zile după căderea unei ploi).

B. RELIEFUL ZONELOR ARIDE ŞI SEMIARIDE

Datorită particularităţii climatice, marile regiuni deşertice prezintă o complexitate morfogenetică proprie, unde rolul predominant în modelare îl au marile amplitudini termice şi insolaţia (dezagregarea rocilor), unele procese fizico-chimice (sărurile), şiroirea şi viiturile violente, precum şi vîntul.

1. RELIEFUL DE DEZAGREGARE ŞI ALTERARE

Lipsa solurilor şi vegetaţiei, de pe cea mai mare parte a regiunilor aride, pune roca în contact direct cu variaţiile termice violente şi cu insolaţia. Meteorizarea, prin predominarea acţiunilor mecanice, reuşeşte mai mult decît în alte zone climatice, să pună în evidenţă cele mai mici diferenţieri structurale şi petrografice.

a) *Dezagregarea*, principalul proces de distrugere şi de fărîmiţare al rocilor, este condiţionată de amplitudinile termice diurne extrem de mari, dar şi de variaţiile de umiditate între zi şi noapte. Variaţiile termice provoacă fisurări în stratul superficial al rocii ; materialele se desprind şi se acumulează la baza pantelor sub formă de blocuri şi de grohotiş ; pe suprafeţele plane se formează acumulări eluviale, în loc. În rocile eterogene, ca textură şi mineralogie, dezagregarea este de tip granular ; aici se formează arenă, nisip şi escavaţiuni mici denumite alveole şi, în anumite condiţii taffoni (vezi relieful granitic).

Variaţiile de umiditate acţionează asupra rocilor atît pe cale chimică, prin dizolvarea şi precipitarea sărurilor, cît şi pe cale mecanică, prin creşterea în volum a cristalelor de săruri. În acest sens, H. Mortensen (1950) consideră că aerul din regiunile deşertice conţine numeroase cristale de săruri care pătrund în fisurile rocilor. Sub efectul picăturilor de rouă, aceste cristale sînt dizolvate, iar sub influenţa evaporaţiei recristalizează, producînd presiuni şi dezagregarea rocilor.

b) *Alterarea*, ca proces fizico-chimic al morfogenezei, are un rol destul de important în regiunile aride. Caracteristica generală a acţiunilor fizico-

chimice este alternanța perioadelor scurte de umectare cu cele de uscăciune. Umectarea produce dizolvarea materialelor, precum și două tipuri de migrări : la distanțe foarte mici (de ordinul milimetrilor sau centimetrilor) și cele care însoțesc șiroirea pe distanțe de zeci de km (J. Tricart, A. Cailleux, 1964). Migrările la mică distanță dau naștere patinei deșertice, aflorescențelor și microlapiezurilor.

Patina deșertică sau luciul negru este formată dintr-o pojghiță subțire, avînd aspectul unui lac negru strălucitor, extinsă la suprafața rocilor care conțin minerale solubile sau alterabile. Mineralele, dizolvate în timpul umectării, se concentrează sub efectul evaporației la suprafața rocii, formînd un strat bogat în oxizi de fier și mangan. Patina protejează roca împotriva coraziunii și chiar a dezagregării.

Eflorescențele, întîlnite mai ales în depresiunile cu roci argiloase și mîloase, provin din cristalizarea superficială a sărurilor solubile (cloruri și sulfați).

Microlapiezurile, întîlnite numai în rocile solubile (calcar, dolomit, gips) apar sub forma unor șănțulețe sinuoase, cu lungimi de ordinul centimetrilor și lățimi de 1—2 mm, după un traseu complicat. Formarea lor este atribuită dizolvării produsă de picăturile de rouă.

Migrările la mare distanță, provocate de șiroire, concentrează în zonele depresionare cantități mari de produse dizolvate, precum și nisipuri și argile. La secetă are loc o deplasare ascendentă a apei, iar produsele dizolvate recristalizează la suprafață, sub forma unei cruste calcaroase, numită duricrust (Australia) sau caliche (Mexic). Alteori domină concentrarea sărurilor de sodiu sau de potasiu, care cristalizează la suprafață sub forma unor eflorescențe, sau cruste saline, numite de americani alkali flats.

Asemenea cruste, calcaroase, gipsoase sau feruginoase, se întîlnesc și pe suprafața interfluviilor ușor înclinate, acoperite cu o cuvertură de aluviuni nisipoase. Formarea lor este legată de evaporarea bruscă a apelor de șiroire încărcate cu produse dizolvate ; recristalizarea acestora cimentează, sub forma unei cruste, partea superioară a aluviunilor. Aceste cruste au un rol geomorfologic important, mărind rezistența formațiunilor detritice.

2. RELIEFUL CREAT DE APELE CURGĂTOARE.

Deși cantitatea precipitațiilor este scăzută, acțiunea morfogenetică a apelor curgătoare are un rol enorm în modelarea regiunilor aride și semiaride. În timpul averselor, oricît de rare ar fi, eroziunea, transportul și acumularea exercitate de ape, sînt atît de mari încît modifică relieful într-o măsură mai mare decît restul tuturor agenților în intervalul fără ploi.

a) *Șiroirea,* mai intensă la marginea deșerturilor și în regiunile montane, unde cantitatea totală de precipitații se menține în jur de

200—300 mm, exercită o puternică activitate de eroziune mai ales pe versanţii alcătuiţi din roci moi (argile, marne). În aceste locuri se formează o reţea deasă de r a v e n e, despărţite prin interfluvii proeminente, ascuţite, din asocierea cărora rezultă relieful de tip b a d - l a n d s.

b) *Uedurile* sînt cursuri de apă, cu bazine în zona montană, care se alimentează din ploile torenţiale, cu albii puţin adînci, pe care apa se dirijează către regiunile mai joase din deşert, pierzîndu-se de obicei prin infiltraţie şi evaporare, chiar în patul văilor respective. Aceste ueduri, numite astfel în Africa de Nord, a căror activitate durează cu puţin mai mult decît căderea precipitaţiilor, poartă numele de o m i r i m b i[1] în Africa de Sud (deşertul Kalahari) şi a r r o y o s în America Latină. După trecerea viiturii uedul se transformă într-un şirag de bălţi (numite în Sahara g u e l t a s) situate în adînciturile patului, care dispar în cîteva zile prin evaporaţie. Viitura uedului este bruscă. Ea apare ca un val uriaş, ca un front abrupt, care atinge viteze de 5—6 km/oră, uneori chiar 15—20 km/oră. Bruscheţea şi viteza mare a viiturii ajung să smulgă de pe patul uedului şi să transporte la mari distanţe cantităţi enorme de materiale. Atunci cînd aluviunile transportate sînt foarte fine viitura are aspectul unei adevărate curgeri noroioase. Datorită încărcăturii cu aluviuni multe, eroziunea pe verticală este mult micşorată. Aşa se explică tendinţa viiturilor de a lărgi, prin eroziune laterală, patul uedurilor, precum şi aluvionarea acestora, la sfîrşit de viitură ajungîndu-se chiar la anastomozarea uedului. Prin eroziunea laterală a mai multor ueduri vecine se formează o întinsă c î m p i e d e e r o z i u n e, acoperită cu aluviuni (glacisuri), pe care apele divaghează. Zonele din avalele acestor cîmpii de eroziune, se caracterizează prin predominarea conurilor de împrăştiere nisipoase, cu dune şi braţe părăsite unde stagnează uneori bălţi şi poartă, în Sahara, numele de m a a d e r s. Conurile de împrăştiere trec treptat în depresiunile închise, înecate cu aluviunile cele mai fine aduse de viituri.

c) *Relieful de acumulare* este prezent în *cuvete endoreice*. Materialele cărate de şiroire şi de ueduri ating foarte rar marea, ele depozitîndu-se mai mult în interiorul continentului dînd naştere la întinse cîmpii de acumulare. Acumulările care se produc în apropierea regiunilor înalte, constituite din materiale mai grosiere, se împrăştie sub forma unor întinse c o n u r i a l u v i a l e. Acumulările mai îndepărtate, sînt legate de viiturile de mai multe zile. Asemenea procese sînt realizate de ueduri cu bazine hidrografice mari, situate în regiuni montane întinse, unde se pot produce ploi cu durată mai mare. Depărtîndu-se de munte, brutalitatea viiturii scade, uedurile transportă materialele în suspensie (nisipuri, mîluri) şi pe cele dizolvate pînă în cuvetele cele mai joase. Mîlurile şi produsele dizolvate sînt depuse în partea centrală unde, temporar, se menţin lacuri, în general sărate. Nisipurile se depun pe marginea cuvetelor creînd condiţii de formare a dunelor.

[1] Singular o m u r a m b a

Aceste depresiuni endoreice sînt numite s e b k h a sau ș o t în țările arabe, p l a y a, b o l s o n s, s a l i n a sau s a l a r în America Latină, k e w i r în Iran, t a k î r în Asia Mică. Ele au dimensiuni relativ reduse și apă temporară cînd sînt situate pe platouri înalte, ca de exemplu cuvetele Chihuahua și Mapimi din Podișul Mexicului. Dar, ele pot ocupa și fundul unei mări relicte (Marea Caspică, Lacul Aral), sau al unei cuvete tectonice (Marea Moartă, Lacul Ciad, cuvetele Birket Qarum și Qattara din Egipt etc.). Aceste cuvete constituie nivele de bază locale, către care evoluează toată rețeaua hidrografică endoreică (uedurile). Unele din acestea au oglinda apei cu mult sub nivelul general oceanic ; exemple : Marea Caspică, — 25,6 m ; Marea Moartă, — 392 m ; Birket Qarum, — 45 m ; Qattara, — 135 m (H. T e r m i e r, 1960).

La cuvetele înalte, zona centrală, ocupată temporar de lac, este o cîmpie plată, argiloasă, la suprafața căreia se formează, prin evaporație, o crustă de săruri, mai mult sau mai puțin stabilă. În funcție de consistența sărurilor și a argilelor, aceste cuvete închise au primit denumiri locale, care indică și anumite deosebiri geomorfologice. Astfel, t a k î r e l e și k e w i r e l e sînt depresiuni argiloase închise, unde crustele superficiale de săruri au un rol protector față de deflație. Sărurile formează, fie o crustă de sare la suprafață (k e w i r e), fie întăresc argila fragmentată de uscăciune într-o rețea de poligoane (t a k î r e).

Dacă în takîre și kewire sărurile joacă un rol fixator asupra argilelor, fie datorită abundenței lor, fie datorită naturii lor (carbonați, gips), în alte cazuri sărurile, recristalizate prin evaporare, favorizează deflația. În deșerturile africane, unde aceste depresiuni poartă numele de s e b k h a sau ș o t, sărurile compuse mai totdeauna din clorură de sodiu, micșorează coeziunea dintre particulele argilei. Prin presiune, aceste cristale dau argilei un caracter pulverulent și grăunțos favorabil deflației și transportului eolian. Materialele nisipoase sînt rostogolite pe suprafața argiloasă și acumulate la marginea cuvetei centrale sub forma unui v a l m a r g i n a l, numit în Australia l u n e t t e. Agregatele mai fine, care conțin și cristale de sare, sînt luate în suspensie sub forma unor nori de praf albicioși, ce se mențin în aer pînă la prima ploaie (J. T r i c a r t, A. C a i l l e u x, 1964).

3. RELIEFUL EOLIAN

Datorită faptului că primii călători ai deșerturilor au fost frapați de manifestările vînturilor greu de suportat în acele condiții de uscăciune, multă vreme s-a considerat că rolul principal în modelarea regiunilor aride revine acestui agent. Vînturile din pustiuri nu sînt însă nici mai puternice, nici mai frecvente decît în alte zone climatice, numai că eficiența lor este mărită datorită aridității și absenței covorului vegetal. Vîntul acționează asupra reliefului prin eroziune (deflație și coraziune), transport și acumulare.

a) *Deflaţia* este acţiunea de spulberare şi de sortare a dezagregărilor fine de la suprafaţa rocilor. Elementele mai grosiere, care depăşesc competenţa vîntului, rămîn pe loc şi formează pavajul de deflaţie (fig. 370). Asemenea întinderi spulberate de vînt pe care automobilele pot circula în condiţii bune, deoarece sînt bine bătătorite, poartă în Sahara denumirea de reg, iar în Australia de giber plains. Cele mai tipice ocupă vechi terase fluviatile sau interfluvii plate acoperite cu o pătură subţire de nisipuri grosiere sau pietrişuri, care cu timpul sînt lustruite şi acoperite de o pojghiţă superficială de oxizi de fier sau magneziu (patină deşertică).

O noţiune apropiată celei de reg este cea de sai, întîlnită în deşertul Tarin, care corespunde unei cîmpii piemontane formată din pietrişuri grosiere, lustruite de vînt şi din care materialul fin a fost spulberat. Suprafeţele pietroase extinse, bătute continuu de vînturi sînt denumite în Sahara hamade; ele reprezintă fie vechi suprafeţe de eroziune, fie platouri structurale de pe care deflaţia spulberă cuvertura de sfărîmături fine, rămînînd doar un pavaj de stîncărie şi pietriş grosier (fig. 371). Ceva similar sînt şi platourile calcaroase din deşertul Libiei, cunoscute sub numele de serir.

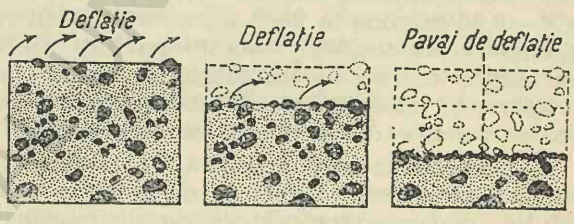


Fig. 370 — Formarea pavajului de deflaţie (după Gh. L. Longwell, R. F. Flint, J. E. Sanders).

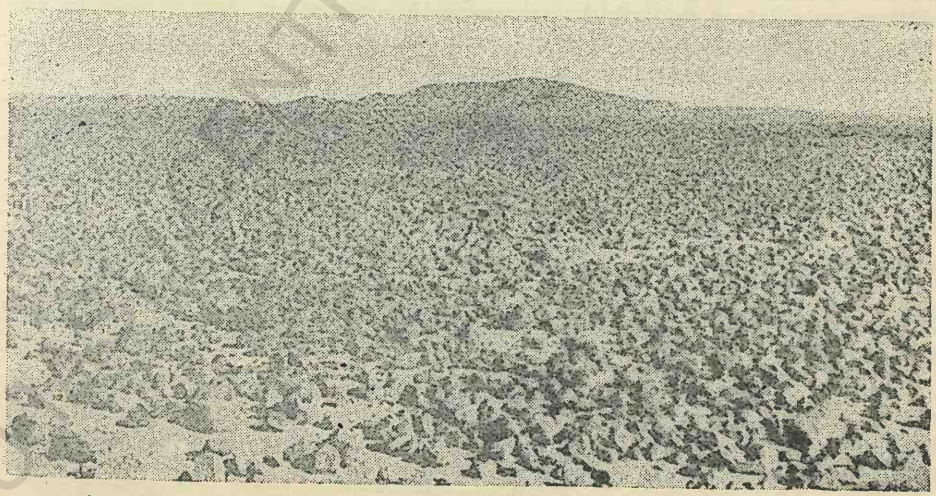


Fig. 371 — Hamada Djebel es Soda — Sahara (foto, W. Meckelein).

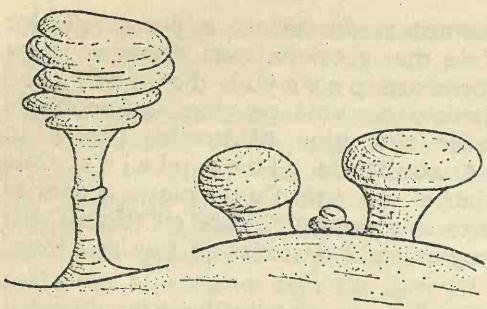


Fig. 372 — Forme de coraziune și deflație — ciuperci și sfere eoliene.

Deflația contribuie și la accelerarea dezagregării și alterării selective a rocilor scoțînd în evidență diferite forme structurale și petrografice și în mod deosebit alveole și nișe de deflație.

Asemenea excavații, însă de dimensiuni mai mari, întîlnite în rocile granitice, poartă în Corsica, denumirea de taffoni. Formarea lor este legată atît de dezagregarea granulară cît și de efectele coraziunii și deflației. P. Grenier (1968), referindu-se la taffoni din zona litorală a deșertului Chilian, citează cavități cu dimensiuni variabile între 0,30—0,40 m pînă la 2—3 m, dezvoltate în roci sedimentare (gresii, conglomerate, lumașele). Aceste cavități sferoidale sînt puse pe seama variațiilor diurne de umiditate a aerului (alternanțe între umectare și evaporare), insolației și vînturilor dominante, condiții climatice caracteristice zonelor de la marginea deșerturilor.

b) *Coraziunea* este acțiunea de roadere asupra rocilor exercitată de vîntul încărcat cu grăunți de nisip. Ea se resimte mai ales în vecinătatea solului, deoarece încărcătura de nisip este aici maximă, la circa 2 m înălțime coraziunea devenind aproape nulă.

Coraziunea și deflația în asociație cu dezagregarea, atacă cu precădere straturile de roci friabile, formațiunile mai dure rămînînd tot mai proeminente. Apar astfel creste, ciuperci eoliene (fig. 372), stîlpi, numiți în Algeria gour). Cînd baza ciupercilor este subțiată și apoi ruptă, partea superioară rămîne cîtva timp sub forma unei pietre oscilante.

Tot ca rezultat conjugat al coraziunii și deflației, pe suprafața hamadelor sau regurilor sînt întîlnite pietre șlefuite pe trei fațete (dreikanter). Formarea fațetelor se explică prin rostogolirea pietrelor, ca urmare a excavării nisipului de la baza lor și oprirea lor pe suprafața cea mai plată.

Versanții abrupți, expuși vînturilor, prezintă uneori mici scobituri alveolare, care prin desimea lor dau suprafețelor respective aspectul unui fagure. Formarea și lărgirea acestora se produce printr-un fel de sfredelire, executată de vîrtejurile de aer încărcat cu material abraziv dur (nisip de cuarț).

Pe cîmpiile argiloase se formează, prin coraziune, şănţuleţe alungite cu direcţia vîntului, cu curbe aerodinamice, asemănătoare marmitelor, despărţite între ele de creste instabile. Adîncimea acestor şănţuleţe, cunoscute sub denumirea turcmenă de yardang, atinge uneori 2—3 m. Păstrarea în relief a crestelor se datoreşte mai ales fixării argilei de către smocurile de iarbă şi tufele rare (fig. 373). Yardangurile sînt frecvente în argilele uscate, deoarece rezistenţa lor la acţiunea abrazivă a grăunţilor de nisip este mică. Sînt tipice în pustiurile argiloase din Asia Centrală. Asemenea şănţuleţe se întîlnesc şi pe crestele gipsoase din deşertul Libiei, unde poartă denumirea de djef-djef.

Acţiunea de coraziune pe nisipuri devine evidentă numai atunci cînd aceste formaţiuni prezintă o coerenţă ridicată, fie datorită grosimii mari a depozitului, fie datorită umidităţii. Cele mai cunoscute forme, în aceste cazuri sînt: fuldji, vadi şi depresiunile de coraziune şi deflaţie.

Fuldji sînt adînciturі de formă ovală, ce seamănă cu urma uriaşă a unei copite de cal. În pustiul Arabiei, aceste excavaţii sînt mai adîncite în partea frontală (concavă), situată în direcţia vîntului.

Vadi sînt culoare alungite, care se întind pe o lungime de cîţiva km, amintind albiile unor rîuri. Prin acţiunea de coraziune şi deflaţie, versantul care stă în calea vînturilor dominante este mai abrupt, în timp ce partea opusă are o pantă domoală, permiţînd chiar unele acumulări incipiente de nisip (V. G. Bondarciuc, 1949). În lungul acestora, dar şi al uedurilor funcţionale, turbioanele de vînt excavează mici depresiuni circulare sau ovale, cunoscute în Africa de sud sub numele de pans.

Depresiunile de coraziune şi deflaţie se formează mai ales pe interfluviile plate (hamade) constituite din granite şi gresii, deoarece aceste roci se dezagregă direct în nisipuri ce pot fi transportate imediat de vînt. Evoluţia lor este accelerată în cazul cînd sub placa subţire de gresie se găseşte o rocă friabilă (nisip, marnă), care poate fi uşor excavată de vînt (fig. 374). Iniţial, vîntul atacă, pe fisuri şi diaclaze, pînă ajunge la roca friabilă subiacentă. Spulberarea acestora de către vînt provoacă ruperea stratului de rocă dură, ducînd la lărgirea excavaţiei eoliene pînă la dimensiuni de cîţiva km². Dezvoltarea depresiunilor de coraziune şi deflaţie este grăbită şi de intervenţia şiroirii, concentrată către centrul depresiunii.

c) *Acumulările eoliene* reprezintă aglomerări de nisipuri sau praf, pe care vîntul le-a smuls sau le-a spulberat. Majoritatea acumulărilor eoliene se suprapun pe amplasamentul unor pînze aluviale depuse în

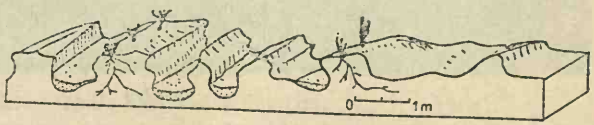


Fig. 373 — Yardanguri (după M. Derruau).

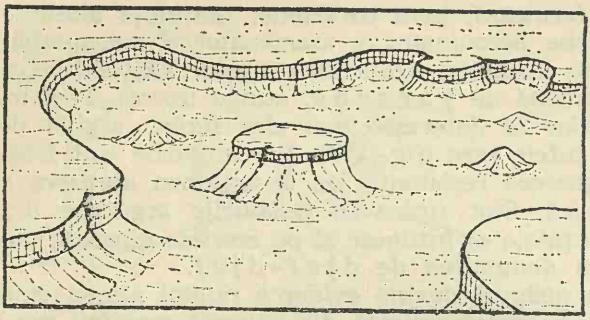
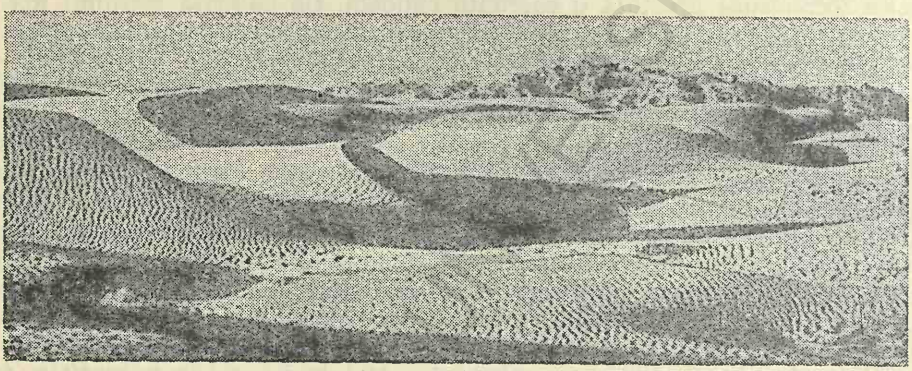
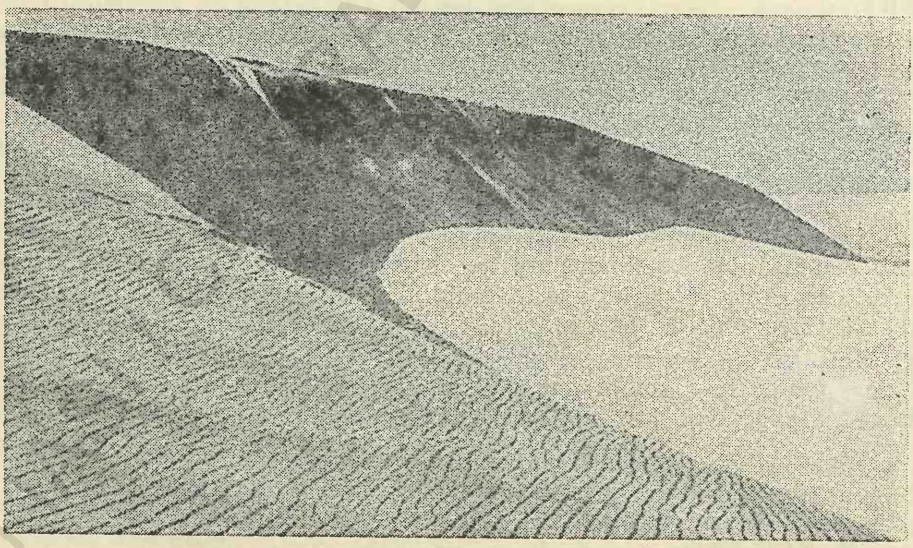


Fig. 374 — Depresiune de coraziune și deflație.



a)



b)

Fig. 375 — Barcane și riduri (foto, *a*, J. Muench; foto, *b*, H. Weber).

perioadele pluviale ale cuaternarului. Modul de transport şi formele de acumulare sînt în funcţie de dimensiunea particulelor şi de viteza vîntului. Deplasarea materialelor de către vînt se face prin suspensie (la particulele sub 0,1 mm), saltaţie (0,1—0,2 mm) şi tîrîre (peste 0,2 mm).

Formele de relief rezultate din acumulări eoliene îmbracă aspecte foarte diferite, care pot fi totuşi grupate în trei mari categorii : riduri, şi movile, dune, cîmpuri de dune (erguri).

Primele semne ale activităţii eoliene sînt puse în evidenţă de unele ondulări de nisip — r i d u r i — asemănătoare riple marks-urilor marine (fig. 375). Aceste ondulări, transversale în raport cu vîntul dominant, au înălţimi de cîţiva cm şi lungimi ce depăşesc rar 20—30 cm.

O altă formă simplă rezultată în urma acumulării eoliene o constituie m o v i l a d e n i s i p cunoscută în Sahara sub numele de n e b k a. Ea se formează prin îngrămădirea nisipului în jurul unui obstacol de tufişuri sau ridicături stîncoase. Nebka se alungeşte în direcţia vîntului, în spatele obstacolului, sub forma unei limbi de nisip, transformîndu-se uneori într-o adevărată dună. Înălţimea acestor acumulări nu depăşeşte 1 m ; ating lăţimi de 1—3 m şi lungimi pînă la 5 m. Nebka este o formă extrem de dinamică, ea formîndu-se la vînturi ce au cîteva zile o direcţie constantă, sau se distruge la fel de repede o dată cu schimbarea de direcţie a vîntului.

— *Dunele* sînt nişte valuri asimetrice mult mai mari şi reprezintă formele cele mai caracteristice ale acumulării eoliene. Ele apar în condiţiile unor cantităţi abundente de nisip din zonele aride şi semiaride.

În regiunile temperate, dunele cele mai importante se găsesc în zonele litorale, unde alimentarea cu nisip şi brizele creează condiţii favorabile formării acestora, sau în apropierea marilor lunci fluviatile şi a lanţurilor morenelor glaciare. În funcţie de dinamica vîntului şi abundenţa nisipului pot lua forme foarte diferite. Formarea şi evoluţia dunelor se poate urmări cel mai bine în imediata apropiere a ţărmurilor. Aici cele mai simple acumulări se fixează în jurul unor smocuri de vegetaţie; ele sînt d u n e e m b r i o n a r e. Prin unirea lor se formează un cordon,

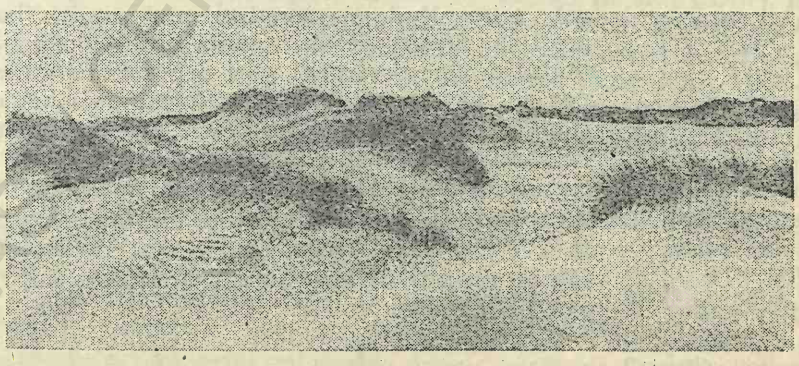


Fig. 376 — Dune litorale în insula Sylt — Olanda (foto H. K o è h n).

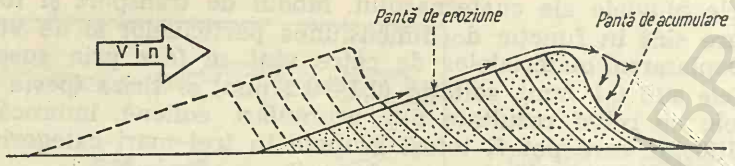


Fig. 377 — Formarea și deplasarea unei barcane (după, Ch. L. Longwell, R. F. Flint, J. E. Sanders).

ce urmărește foarte aproape linia de țărm (fig. 376), ca un val, ce constituie duna de țărm sau avanduna (Emm. de Martonne, 1948). Prin migrarea avandunei, ca urmare a vînturilor dominante (brizele), în spatele acesteia se formează un nou val de dune, paralel cu primul. Se constituie astfel, mai multe șiruri paralele între ele și transversale față de direcția vîntului dominant. Între acestea rămîn mici culoare alungite, care în Gasconia poartă numele de lette. Prin îndepărtarea de zona de alimentare dunele transversale sînt tot mai puțin alimentate în nisip, încep să fie fixate de vegetație și degradate de vînturile mai puternice.

Barcanele (fig. 377) descrise pentru prima dată în Asia Centrală, unde au și răspîndirea cea mai mare, sînt dune izolate, avînd forma unei semilune. Ele se dispun transversal față de direcția vîntului dominant. Au un profil asimetric ; partea convexă a dunei este formată dintr-o pantă mică (10—20°) expusă vîntului dominant, pe cînd partea concavă, ascunsă de vînt, este delimitată de o pantă puternică (pînă la 35°). Prima este o suprafață de eroziune, de pe care vîntul antrenează particulele de nisip lăsîndu-le apoi să cadă pe versantul adăpostit, care este o pantă de acumulare (fig. 377). Datorită devierii curenților de aer pe corpul barcanei, o parte din grăunții de nisip sînt antrenați lateral, alimentînd și alungind mai mult flancurile acesteia. Scăpat de strînsoarea dintre două barcane, vîntul devine divergent și-și depune materialul nisipos cu care a fost încărcat, formînd o nouă dună (fig. 378). De multe ori, capetele mai multor barcane se contopesc și dau naștere unui lanț de barcane așezate perpendicular pe direcția vînturilor dominante, avînd aspectul unor creste sinuoase (dune în „W"). Pentru formarea lor sînt necesare cantități de nisip mult mai mari decît pentru individualizarea barcanelor izolate.

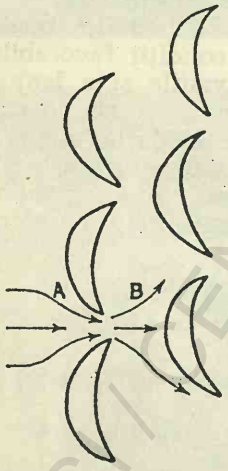


Fig. 378 — Cîmp de barcane în raport cu convergența și divergența vîntului dintre două dune :
A — curenți convergenți, *B* — curenți divergenți (după, P. Birot).

Prin continua spulberare a nisipului de pe suprafața expusă și acumularea pe partea concavă, barca-

nele au o mobilitate deosebită, deplasîndu-se, în direcţia vîntului, cu cîţiva zeci de metri pe an. Abundenţa lor în Asia Centrală şi în Mauritania este legată de constanţa vînturilor musonice şi respectiv a alizeelor.

Dunele parabolice rezultă din excavarea, prin deflaţie, a unor depresiuni circulare sau ovale, la marginea cărora se depune un val de nisip semicircular sau parabolic. Fundul depresiunii urcă în plan uşor înclinat (10—20°) pînă la o creastă în arc de cerc, de la care apare un taluz nisipos cu o înclinare în jur de 35°. Forma de semilună a dunelor parabolice este deci opusă barcanelor, avînd frontul convex de partea abruptă, iar frontul concav de partea lină, situată în bătaia vîntului (J. Tricart, A. Cailleux, 1964). Dunele parabolice sînt şi mai puţin mobile. Sub efectul deflaţiei, nisipul smuls din excavaţiile formate de turbioane puternice, este acumulat în direcţia în care suflă vîntul, înălţînd valul de acumulare semicircular. Micile depresiuni de deflaţie sînt cunoscute în regiunea Gascogne (Franţa) sub numele de caoudeyre. Fixarea vegetaţiei opreşte adîncirea excavaţiilor. Dacă vîntul este totuşi destul de puternic excavaţiile se alungesc şi se lărgesc mult ; la extremitatea lor se formează uneori, prin acumularea nisipurilor, una sau mai multe movile, denumite, în Cîmpia Panonică, garmada.

— Cîmpurile de dune, mult mai variate şi mai complexe, ocupă, în regiunile aride şi semiaride suprafeţe de sute sau mii de km^2. Asemenea acumulări mari de nisipuri poartă în Sahara numele de erg, kum, în Asia Centrală, iar în unele ţări arabe denumirea de nefud. Extinderea şi dezvoltarea lor sînt legate de existenţa unor mari cantităţi de nisip mobil a cărui origine s-a dovedit a fi foarte variată. Multe din aceste acumulări de nisip par mult mai vechi decît condiţiile actuale aride în care se produce transformarea lor prin intermediul vîntului. Aşa, de exemplu, numeroşi cercetători ai Saharei au emis părerea că ergurile se localizează pe marile pînze de nisipuri aluviale, puse în loc în timpul perioadelor cu un climat mai umed. Studiile sedimentologice recente au confirmat aceste păreri precizînd originea diferită a materialului nisipos remaniat apoi de vînt în erguri sau dune izolate. În alte cazuri, ele reprezintă nisipuri marine, depuse în timpul unor vechi transgresiuni, remaniate şi transportate la mari distanţe de către apele curgătoare. De exemplu, Marele Erg s-ar fi format pe seama nisipurilor marine de vîrstă cretacică din Atlasul saharian şi din regiunea Colomb-Bechar, remaniate şi transportate de rîuri la mari distanţe în timpul villafranchianului (H. Alimen, 1957). În cazul remanierilor fluviatile, există două căi principale de provenienţă a nisipurilor din erguri : depuneri alohtone, aduse de mari rîuri endoreice din zone îndepărtate ergurilor şi depuneri locale (autohtone) provenite din reliefurile înalte din imediata apropiere a cuvetei de sedimentare (J. Tricart, A. Cailleux, 1964). Marea diversitate a originii acumulărilor nisipoase se reflectă şi în varietatea aspectelor geomorfologice a cîmpurilor de dune.

Pe întinsul acumulărilor nisipoase apar o serie de forme, de la riduri şi dune elementare pînă la depresiuni alungite sau îngrămădiri deluroase

de nisip. Mai dese sînt barcanele unite între ele, formînd dunele în W, transversale față de vînt. Prin alungirea treptată a uneia din proeminențele laterale, sub influența unui vînt secundar, însă mai violent, barcanele pot trece în lanțuri de dune longitudinale. Acestea au aspectul unor valuri alungite pe zeci de kilometri lungime, separate între ele de culoare depresionare largi. Aceste zone depresionare dintre dune, în cea mai mare parte datorite deflației, poartă în Sahara numele de gassi (cînd ele au ajuns să scoată la zi roca de bază) sau feidj (cînd subasamentul stîncos mai este încă acoperit cu o pătură subțire de nisip). Umiditatea mai mare, din aceste culoare interdunare, ca urmare a apelor freatice (provenite din ploi sau condensarea vaporilor de apă), permite chiar instalarea și plantarea unei vegetații (în special curmali). Acestea sînt oazele mult căutate de caravane și vizitatorii deșerturilor.

Pe lîngă asociațiile de dune transversale și longitudinale, cu o anumită uniformitate, majoritatea ergurilor și kumurilor prezintă întinderi mari de nisipuri modelate în cîmpuri de dune neregulate, cu relief confuz, fără nici un aliniament sistematic. Ele poartă, în Sahara meridională, numele de akle și corespund regiunilor cu vînturi violente care suflă din toate direcțiile. Uneori, culmile dunelor iau aspectul unor creste fumegînde, ușor curbate, numite sif. În locurile unde efectul mai multor turbioane vecine este maxim, pe culmea dunelor se formează niște ridicături piramidale (dune piramidale), caracterizate printr-o mare instabilitate.

Între marile erguri sau între marile ansambluri morfologice formate din dune, se găsesc uneori întinderi nesfîrșite de nisipuri, reduse cantitativ, spulberate de vînturi, pe suprafața cărora apar forme eoliene mărunte, cu contururi neregulate, cunoscute sub numele de goze. Acestea se explică prin acumularea nisipului pe terenuri ocupate de vegetație, unde grăunții de nisip nu mai au aceeași mobilitate ca pe cîmpurile lipsite de vegetație.

În ce privește geneza diferitelor tipuri de dune există cîteva păreri între care amintim : posibilitatea ca ele să fie forme acumulative sau de deflație, cauza principală poate fi vîntul dominant sau vînturi puternice ocazionale, evoluția formelor mici către lanțuri mari de dune precum și trecerea treptată de la dune transversale spre cele longitudinale.

Astfel, Emm. de Martonne (1948) și L. Aufrère (1931) susțin că dunele longitudinale provin din cele parabolice. Curbura centrală a acestora poate fi complet distrusă, iar brațele laterale rămase izolate și întreținute de un aport permanent de nisip, se alungesc continuu, trecînd în lanțuri longitudinale. Între aceste șiruri de dune, mai mult sau mai puțin paralele, unde nisipul este mai compact, vîntul sculptează culoare largi de deflație pe fundul cărora roca poate să apară la zi. Pe patul coridoarelor interdunare (feidj), unde grosimea nisipului este mică, iau naștere semi-barcane mobile, antrenate de vînturile domi-

nante (alizeele). Complicaţiile care se produc în aspectul şi orientarea lanţurilor de dune sînt puse pe seama schimbării de direcţie a vînturilor. O direcţie secundară provoacă oblicitatea semi-barcanelor în raport cu lanţurile longitudinale.

Recent, H. Th. Verstappen (1968) se alătură acestei ipoteze recunoscînd că dunele parabolice reprezintă stadiul iniţial de formare a dunelor longitudinale.

Alţi cercetători (R. A. Bagnold, 1954) consideră că dunele longitudinale provin din barcane. Varietatea sistemelor de dune este pusă pe diferenţa de comportare dintre vînturile dominante, relativ slabe, şi vînturile violente ocazionale. Cînd sensul celor două tipuri de vînturi se suprapune, ia naştere un şir de barcane ; acesta cînd se înalţă cînd se alungeşte, după cum vîntul este puternic sau slab, oscilînd în jurul unei poziţii de echilibru. Dacă direcţia celor două vînturi nu coincide, se formează, pornindu-se de la o barcană simplă, un lanţ de dune longitudinale. În urma unui vînt puternic de direcţie oblică, acesta duce cantităţi însemnate de nisip pe care le dispune pe latura barcanei expusă vîntului. Într-o fază următoare cu vînt redus această latură a barcanei este alungită (fig. 379). Astfel fenomenul repetîndu-se se ajunge la formarea unui lanţ de dune compus dintr-o suită de braţe de barcane, al căror ansamblu prezintă o asimetrie evidentă. Dacă direcţia vînturilor oscilează, faţă de vîntul dominant, această asimetrie va dispare, rezultînd un ansamblu de dune longitudinale. R. A. Bagnold este de părere că şanţurile dintre dune provin din orientarea şi convergenţa braţelor barcanelor alungite prin acumulări eoliene, excluzînd procesul de excavare prin deflaţie în formarea lanţurilor de dune paralele. Nu exclude însă şi posibilitatea derivării dunelor longitudinale, şi din alte forme de dune. R. Capot-Rey (1953) acordă o anumită atenţie şi naturii reliefului înecat de acumularea eoliană. El arată că multe din marile dune din Sahara ar avea un sîmbure stîncos, iar unele culoare (gassi sau feidj) ar corespunde unor văi predunare.

Marea diversitate a formelor de dune întîlnite în erguri nu trebuie pusă numai pe seama unui singur factor. Desigur că diferenţierile granulometrice, grosimea nisipului, direcţia şi intensitatea vîntului, vechimea ergului, apariţia vegetaţiei au influenţat atît procesele de excava-

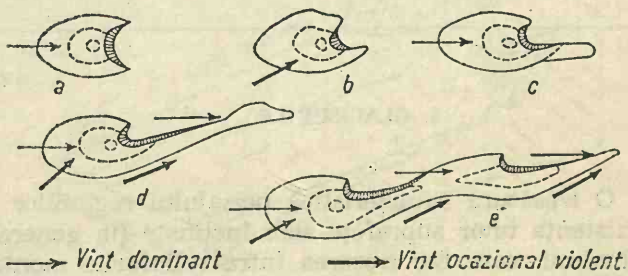
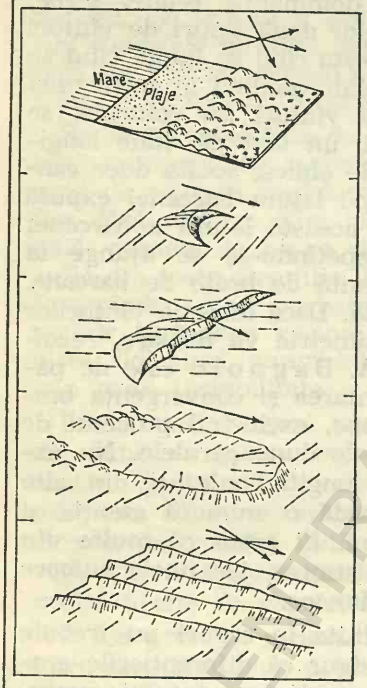


Fig. 379 — Transformarea barcanelor în dune longitudinale (după, R. A. Bagnold).

ție prin deflație, cît și procesele de acumulare, din îmbinarea cărora au apărut marile ansambluri de dune, cu forme și mărimi atît de diferite.

După forma lor, dunele au fost clasificate (C. R. Longwell, R. F. Flint, J. E. Sanders, 1969) în cinci mari categorii : litorale, barcane, transversale (în W), parabolice, longitudinale (fig. 380). Bineînțeles că în afara acestora există și alte forme de dune, majoritatea derivînd din cele de mai sus.



a	Dune litorale	Movile de nisip situate în apropierea plajelor marine. Partea centrală este acoperită în general de vegetație.
b	Barcane	În formă de semilună. Asimetrice. Se dezvoltă în regiunile mai coborîte sub un vînt constant.
c	Dune în W	Creste transversale cu direcția vîntului. Se dezvoltă în zone cu nisip abundent. Rezultă din unirea barcanelor.
d	Dune parabolice	Dune arcuite contrar direcției vîntului. Se formează în urma combinării proceselor de deflație și acumulare.
e	Dune longitudinale	Șiruri de dune orientate paralel cu direcția vîntului dominant. Se dezvoltă în deșerturile cu nisip puțin și cu vînturi puternice laterale.

Fig. 380 — Principalele forme de dune (după Ch. R. Longwell. R. F. Flint, J. E. Sonders).

4. GLACISURILE

O trăsătură caracteristică peisajului regiunilor aride și semiaride este existența unor suprafețe slab înclinate (în general sub 5°), presărate cu aluviuni, care fac trecerea între reliefurile montane înalte și depresiu-

nile endoreice. Acestea au fost denumite pedimente (Mac Gee. 1897), rock-floor (W. M. Davis, 1930), rock-plane (D. W. Johnson, 1931), glacis de eroziune (J. Drech, 1949) sau glacis de denudaţie (J. Tricart, 1964). S-au generalizat mai ales denumirile de glacis şi de pediment. Glacisurile ar fi dezvoltate în roci moi, situate la baza reliefurilor structurale sau petrografice pe cînd pedimentele ar fi modelate într-o rocă granulară, dură şi omogenă, iar abrupturile care le delimitează către amunte nu sînt de origine structurală ci de eroziune (M. Derruau, 1965).

În partea superioară, aceste cîmpii înclinate sînt dominante de versanţi înalţi puternic înclinaţi. Racordarea cu panta abruptă se poate face fie printr-o scurtă secţiune concavă — taluz de grohotiş, — fie printr-o ruptură netă de pantă numită knick. La ieşirea uedurilor din regiunile înalte, glacisul pătrunde în interiorul acestora sub forma unor golfuri conice (conuri de eroziune). În schimb, spre avale, glacisul trece pe nesimţite într-o cîmpie de acumulare (playa sau bajada) ce se suprapune, în general, depresiunilor endoreice (fig. 381).

Modul de formare a glacisurilor (pedimentelor) a fost remarcat încă de la sfîrşitul secolului XIX de către geomorfologii americani şi germani. Observaţiile ulterioare au arătat că la modelarea glacisurilor de eroziune (pedimentelor) iau parte procese complexe (dezagregarea şi alterarea, scurgerea în pînză, şiroirea, eroziunea laterală etc.), în regiuni diferite, dominînd unul sau altul dintre acestea.

— Dezagregarea şi alterarea rocilor este mai intensă pe abrupturile neprotejate de sol sau vegetaţie, care delimitează glacisul (pedimentul) către amunte. Aceste procese contribuie la retragerea paralelă a versanţilor, lăsînd, spre avale, suprafaţa netedă a glacisurilor. Pentru înlăturarea sfărîmăturilor de rocă intervin procesele fluviatile (scurgerea în pînză, şiroirea) şi cele eoliene (deflaţia).

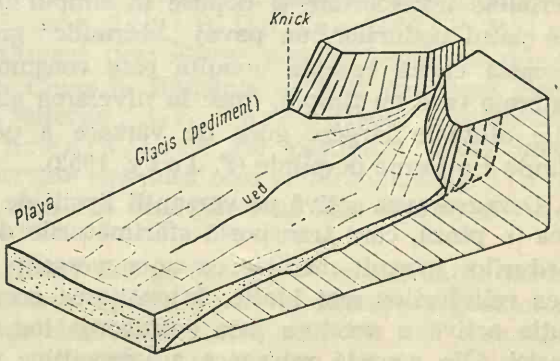


Fig. 381 — Schiţa generală a unui glacis.

— Scurgerea în pînză (sheet-flood) a fost semnalată de Mac Gee (1897), ca un proces foarte activ de modelare a regiunilor aride. Ea este rezultatul unei ploi abundente și de scurtă durată. Unda de viitură, concentrată în albia uedului din zona montană, la ieșirea din munte nu mai poate fi canalizată pe văile anostomozate ; ea se va împrăștia pe suprafața glacisului, sub forma unei pînze continue de apă. Această pînză transportă sfărîmăturile fine, pe care le abandonează, sortat, spre avale în funcție de granulometria acestora. G. Choubert (1945) numește acest proces eroziune deșertică sau eroziune tangențială.

— Șiroirea difuză (rill-wash) este constituită dintr-o serie de firișoare de apă, care neajungînd să se concentreze într-un canal colector curg pe suprafața glacisului, formînd un păienjeniș de șănțulețe. Ele ating o lățime de cîțiva dm, o adîncime de cîțiva cm și datorită încărcăturii cu materiale și a pendulării pe suprafața glacisului, exercită mai mult o eroziune laterală. Pe pantele puțin înclinate, prin unirea mai multor șănțulețe, scurgerea ia un aspect pelicular. După J. Tricart (1964) șiroirea are un rol primordial în formarea glacisurilor, deoarece constituie procesul cel mai frecvent din regiunile aride și semiaride.

— Eroziunea chimică (dizolvarea) este luată în considerare în special de J. Corbel (1963) ca proces principal de formare a pedimentelor pe granite.

— Eroziunea laterală, ca proces activ în formarea glacisurilor (pedimentelor), a fost pusă în evidență de D. Johnson (1931), care a insistat mult asupra uedurilor venite din munte. Acestea, la ieșirea din regiunile mai înalte, abandonează materialele grosiere, formînd conuri de dejecție, cu pantă destul de mare, care îmbracă poala muntelui cu o prispă continuă de aluviuni. Eroziunea laterală a uedului se exercită atît în avale de aceste conuri aluviale cît și în zona lor de formare. Materialele transportate și depuse în timpul undelor de viitură, formează, pe patul uedurilor, un pavaj „hidraulic" grosier greu de înlăturat. Din această cauză energia uedului este consumată în exercitarea eroziunii laterale care cu timpul, duce la nivelarea glacisului. Divagările pe conurile aluviale lărgesc gura de vărsare a uedului la piciorul muntelui, dîndu-i o formă de pîlnie (F. Joly, 1952).

Dezagregarea activă pe versanții lipsiți de vegetație, șiroirea și scurgerea în pînză, care transportă sfărîmăturile de roci, migrările laterale ale uedurilor, permit menținerea unor versanți puternic înclinați la marginea reliefurilor mai înalte. Intensitatea acestor procese permite o evoluție activă a acestora prin retragerea lor spre amunte, paralelă cu ei înșiși. Din această retragere a versanților rămîne la baza lor o pantă

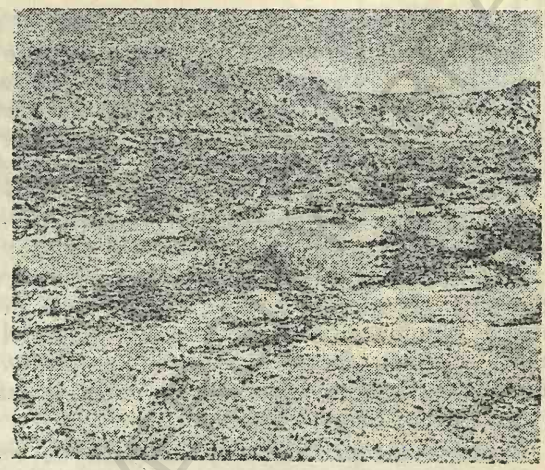


Fig. 382 — Glacis (pediment) din deșertul Mojave — California (foto, L. L u n a).

de eroziune ușor înclinată, pe care pot fi împrăștiate aluviunile fine sau grosiere aduse la marile viituri. Acestea sînt glacisurile (fig. 382).

Tipuri de glacisuri. Evoluția generală. Cele mai frecvente și extinse suprafețe de glacisuri sînt întîlnite în regiunile tropicale și subtropicale (mai ales cele mediteraneene). Această climă, pare a reprezenta condiția optimă pentru dezvoltarea cea mai tipică a formei de glacis și pediment. Lungile perioade secetoase, ce alternează cu ploi scurte, torențiale, determină o eroziune accelerată ritmic, care duce, pe de o parte, la formarea unor suprafețe dintre cele mai netede, iar pe de alta, la menținerea unor pante dintre cele mai abrupte și în continuă retragere. Glacisurile au fost totuși semnalate și în alte zone. Dar, atît extinderea cît și frecvența lor sînt mult mai mici. O dezvoltarea mai mare o au în regiunile periglaciare (vechi sau actuale). Pe de altă parte, în trecutul geologic, acest tip de relief pare a fi fost mult mai extins, atît datorită unor condiții climatice (semiaride sau semiumede) cît și păturii vegetale mult reduse (vezi cap. „Evoluția generală a versanților"). Astfel, o serie de autori (J. D r e c h, 1949 ; B. D u m a s, 1966 ; P. B i r o t și J. D r e c h, 1966 etc.) analizează dezvoltarea acestor forme cu precădere în pliocen și cuaternar. Chiar în România au fost depistate glacisuri din perioade geologice diferite ; G r. P o s e a (1968) semnalează, pentru România, glacisuri p r e g l a c i a r e (se păstrează urme începînd cu miocenul ; bine conservate sînt însă cele villafranchiene), p l e i s t o c e n e (periglaciare și chiar din interglaciarul Riss-Würm) și h o l o c e n e.

Formarea și tipurile de glacisuri sînt în funcție de condițiile de modelare, de rocă, de locul de formare (poziție) etc. În literatura geomorfologică au fost făcute o serie de clasificări, dintre care cele mai cunoscute sînt întîlnite la : J. D r e c h, 1949 (glacisuri de e r o z i u n e și glacisuri

de acumulare); J. Tricart, A. Cailleux, 1964 (glacisuri de denudare, de împrăștiere și de acumulare); Et. de Vaumas, 1966 (glacisuri periglaciare de solifluxiune și de dezagregare și glacisuri semiaride de șiroire); B. Dumas, 1966 (glacisuri-conuri, glacisuri-versant, glacisuri — terasă); P. Birot și J. Drech, 1966 (glacisuri în roci dure sau pedimente propriu-zise, glacisuri în roci moi — de eroziune, de împrăștiere și de acumulare) etc. Pentru țara noastră Gr. Posea (1968 *a*, *b*) face o clasificare după mai multe criterii (poziție, vîrstă, geneză și formă), evidențiind următoarele tipuri: glacisuri situate la marginea depresiunilor (sub formă de prispă piemontană și glacis-con), glacisuri dezvoltate pe rama cîmpiilor (cu aspect piemontan și proluvial), glacisuri de vale (de terasă, de luncă, de văi și bazinete cu scurgere temporară) și glacisuri de front structural.

Evoluția glacisurilor este marcată de extinderea și scăderea altitudinală a suprafețelor netede, precum și de retragerea tot mai avansată a versanților către interiorul muntelui. Astfel, glacisurile (pedimentele) care înconjoară din toate părțile o regiune muntoasă, se pot dezvolta pe seama acesteia, pînă la contopirea și îngemănarea lor într-o vastă cîmpie de eroziune — pediplena sau glacisoplena, accidentată de reliefuri reziduale — inselbergurile (vezi cap. „Evoluția generală a versanților").

Pediplena, ca rezultat al modelării complexe a apelor, reprezintă un stadiu înaintat de nivelare a reliefului. Majoritatea cercetărilor admit formarea acesteia sub un climat tropical, cu un anotimp secetos și unul ploios, favorabil declanșării proceselor de retragere accentuată a versanților. Existența lor, în alte zone climatice, este socotită ca reprezentînd un relief relict, care ar indica, pentru regiunea respectivă, cel puțin o veche perioadă climatică tropicală.

Inselbergurile apar ca martori de eroziune masivi (inselberguri propiu-zise) sau sub forma unor cioturi stîncoase (bornhardt) care accidentează suprafața pediplenei sau pedimentului. Ele reprezintă ultimele rămășițe ale vechilor interfluvii, distruse de înaintarea glacisurilor în procesul de formare al pediplenei (inselberguri de poziție), sau martori petrografici și structurali rezultați în urma eroziunii diferențiale (inselberguri petrografice sau structurale).

5. EVOLUȚIA REGIUNILOR ARIDE ȘI SEMIARIDE

În general, aceste regiuni se caracterizează prin mari contraste între formele de relief cu pante puternice (munți, inselberguri etc.), unde diferențierile structurale și petrografice sînt bine evidențiate și formele de

relief cu planitate accentuată, unde cîmpiile de eroziune (glacisuri, pedimente) alternează cu cele de acumulare (cuvete endoreice, erguri etc). Explicarea genetică şi evolutivă a acestui ansamblu de forme, a suscitat un interes deosebit în rîndul geomorfologilor. Impresionaţi de efectele puternice ale vîntului, favorizate de lipsa unui covor vegetal protector, Joh. Walter (1900), Sven Hedin (1904—1905), S. Passarge (1904), autorii primelor studii făcute în regiunile deşertice, au pus un accent deosebit pe acţiunile eoline. Cercetările regionale întreprinse de Mac Gee (1897), F. Gautier şi R. Chaudeau (1908), D. Johnson (1931) ş.a., au pus însă în lumină importanţa mare a apelor curgătoare în modelarea deşertică. Dintre aceştia, F. Gautier (1907), frapat de existenţa unor inselberguri înconjurate de puternice trene de grohotiş, a ajuns la concluzia că evoluţia, în regiunile aride, tinde către îngroparea reliefului în propriile sale aluviuni, enunţînd astfel ideea de înecare deşertică. Această situaţie se întîlneşte însă extrem de rar şi numai în cadrul unor cuvete endoreice ca parte terminală a drenajului. Pe glacisuri sau pedimente aluviunile nu au grosimi mari, ele fiind mereu înlăturate de marile viituri ocazionale.

W. Davis (1905, 1930), sistematizînd observaţiile efectuate de predecesorii săi, a încercat să schiţeze principalele stadii de evoluţie ale unei regiuni deşertice, pe care le pune în legătură cu creşterea treptată a aridităţii climei.

Stadiul iniţial prezintă forme caracteristice „eroziunii normale" (modelate într-un climat umed), care, cu timpul, se adaptează condiţiilor climatice aride. Absenţa scurgerii către mare atrage după sine acumularea aluviunilor în cuvete endoreice (playa, bolson) şi formarea unor bazine hidrografice independente. În aceste condiţii nu există un nivel de bază general, fiecare cuvetă terminală constituind un nivel de bază local. Munţii sînt însă puternic fragmentaţi de eroziunea torenţială, iar aluviunile sînt împrăştiate pe cîmpiile (glacisurile) de la bază; acestea sînt triate de vînt, acumularea elementelor fine dînd naştere la dune. Cele mai multe regiuni deşertice de pe Glob se găsesc în acest stadiu de evoluţie (în vestul S.U.A., platourile înalte algero-marocane etc.).

În stadiul de maturitate se accentuează ariditatea climatului, iar rolul şiroirii şi eroziunii torenţiale scade (aportul de aluviuni va fi mai mic). Vîntul, a cărui participare în modelarea deşertică se măreşte, va continua să spulbere aluviunile fine (mărunţite şi mai mult prin dezagregare) şi să le transporte în afara regiunilor aride. Concomitent, au loc şi alte procese: adîncirea fiecărei cuvete endoreice, reducerea ca întindere a reliefurilor ce le separau, extensiunea unei cuvete pe seama alteia şi realizarea unei captări deşertice.

Stadiul ultim ar încheia în fapt ciclul deşertic, prin formarea unei întinse cîmpii de eroziune, a cărei altitudine, se află aproape sau sub nivelul mării. Din acest moment apele subterane apar la suprafaţă; nisipurile umectate favorizează apariţia vegetaţiei şi formarea solului,

iar acestea la rîndul lor opresc procesele de deflație și coraziune (Emm. de Martonne, 1948).

Asemenea schemă a evoluției deșertice pare exagerată, deoarece stadiul ultim nu a putut fi exemplificat concret nicăieri pe Glob.

Studiile ulterioare, în ce privește evoluția, se opresc mai mult asupra principalelor procese ce activează în regiunile deșertice și asupra genezei și evoluției glacisurilor (pedimentelor) și pediplenelor. În acest sens L. C. King (1953, 1967) consideră că evoluția regiunilor deșertice și tropicale (cu un anotimp ploios și unul secetos) tinde către formarea unei întinse cîmpii de eroziune — pediplena — rezultată din contopirea mai multor glacisuri și situată mult deasupra pînzei freatice.

6. TIPURI MORFOLOGICE DE DEȘERTURI

Aspectele generale ale reliefurilor deșertice, sînt date de îmbinarea diferitelor condiții: climatice, tectonice, petrografice, vegetație etc. În acest sens, au fost deosebite:

a) Deșerturi muntoase, caracterizate printr-un relief ruiniform, constituit dintr-o succesiune de creste sau munți izolați (Ahagar, Kîzîll-Kum etc.) ce domină depresiunile sau cîmpiile înconjurătoare. La baza lor se acumulează însemnate cantități de aluviuni aduse de viiturile puternice din timpul ploilor ocazionale. Ele sînt apoi împrăștiate pe suprafața glacisurilor de la baza muntelui sau sînt transportate în cuvetele endoreice intramontane sau de la periferia acestora.

b) Deșerturile pietroase ocupă suprafețele plate sau ușor ondulate de pe care vîntul a spulberat aproape întreaga cuvertură de sfărîmături, rămînînd, fie un pavaj format din lespezi de piatră (hamada), fie o cuvertură subțire de nisip grosier (reg, serir, sai). Patina deșertică ce acoperă pietrele și stîncile, precum și lipsa aproape completă a vegetației, dau acestor deșerturi un aspect dezolant. Ele ocupă mari întinderi în pustiurile africane și cele din podișurile Arabiei și Iranului.

c) Deșerturile nisipoase se caracterizează prin prezența marilor acumulări și ansambluri de dune (erguri, kumuri), a dunelor izolate (barcane, nebka etc.), sau a întinselor suprafețe nisipoase, așa cum se întîlnesc în deșerturile Saharei, Libiei, Atacamei, Kalahari, Takla-Makan etc.

d) Deșerturile argiloase au o întindere mai mică, ele ocupînd mai ales partea centrală a cuvetelor endoreice. Prezintă takîre, lacuri sărate și cruste de săruri (sebkha, șoturi).

PARTEA A CINCEA

RELIEFUL MARIN ȘI SUBMARIN

Cea mai mare parte a suprafeței Globului este acoperită de mări și oceane, acestea însumînd 361 000 000 km², adică 70,8%. În tot acest spațiu scoarța prezintă o diversitate de forme, mari și mici, create în principal, de acțiunea forțelor interne și a apelor marine. Ansamblul acestui relief este dispus în trepte morfotectonice (v. fig. 4), care se grupează pe două domenii : litoral și submarin.

Pentru primul este specifică, cu precădere, acțiunea complexă a mării, care se manifestă pînă la circa 200 m adîncime. În domeniul submarin propriu-zis, morfologia este determinată, mai ales, de procesele interne (ridicări și coborîri, cutări, erupții submarine etc.) dar, în amănunt, apar și forme legate de acțiunea curenților de pe fundul oceanului, alunecări gravitaționale etc.

Domeniul	Trepte	Suprafața în km²	Altitudini și adîncimi în metri
Litoral	a. Terase	150 000	+ 5 ... + 100
	b. Litoral propriu-zis		— 2... + 19,6
	c. Platforma continentală	27 436 000 (7,6%)	0 ... — 200 (chiar — 500)
Submarin	Taluzul	30 685 000 (8,5%)	— 200 .... — 3000
	Pelagică	298 547 000 (82,7%)	— 3000 ... — 6000
	Fose abisale	4 332 000 (1,2%)	— 6000... — 11 521

Capitolul I

RELIEFUL LITORAL

Domeniul litoral cuprinde suprafeţele pe care se interferează, ori s-au interferat, în perioade geologice recente, procese specifice celor două medii, uscat şi apă. El poate fi subdivizat în trei fîşii : cea cu terase şi faleze vechi care evoluează numai subaerian ; litoralul propriu-zis şi platforma continentală. Litoralul propriu-zis este o fîşie de uscat pe care apa mării poate înainta sau retrage şi pe care se face simţită acţiunea de modelare a valurilor. Lăţimea sa atinge pînă la 15 km, iar denivelările pînă la 20 m. Totalul liniilor de ţărm se ridică la aproximativ 261 700 km (A. Penck, 1894). Se mai foloseşte uneori şi noţiunea de ţărm, cu acelaşi sens sau cu înţeles restrîns.

A. AGENŢI ŞI PROCESE

Agentul principal al modelării, în domeniul litoral, îl reprezintă apa mării, prin formele specifice de mişcare : valuri, curenţi şi maree. Acestea acţionează prin eroziune (abraziune), transport şi acumulare. Se adaugă în plus şi unele procese fizice, chimice şi biologice, determinate de alţi agenţi, dar cu rol secundar.

1) *Valurile* reprezintă principala formă de mişcare a apelor marine. Pentru morfologia litorală au importanţă numai acelea care afectează direct zona de ţărm. În cazul furtunilor, acţiunea lor se face simţită pînă la 25—30 m adîncime ; unele riduri observate şi la adîncimi de 200—300 m, sînt puse tot pe seama lor (D. Johnson, 1919). Cei mai mulţi admit ca valori pentru acţiunea efectivă a valurilor, adîncimi de pînă la

10 m (F. Shepart, 1948), respectiv inferioare jumătății lungimii lor. În largul mării, mișcarea ondulatorie se caracterizează printr-o infinitate de orbite circulare ale particulelor de apă ; în zona litoralului, începînd de la o adîncime inferioară jumătății lungimii valului, orbitele devin elipse, iar curbura lor crește pe măsura apropierii de țărm ; la adîncimi echivalente cu 1/3 din înălțimea valului (P. Birot, 1965), curbura devine maximă, forma de mișcare nu se mai poate păstra, valul se sparge, rezultînd o deplasare sub formă de translație pe plaje (fig. 383). Datorită dimensiunilor variate ale valurilor, nu va exista o linie ci o zonă de spargere. Caracteristicile reliefului din zona litorală, determină și alte aspecte în mișcarea particulelor, în special deformări de direcție prin reflexie, refracție și difracție (fig. 384).

În afara valurilor provocate de vînt, numite și de oscilație, mai au importanță și valurile de translație, solitare, provocate de cutremure, alunecări și erupții submarine sau de prăbușirea unor blocuri

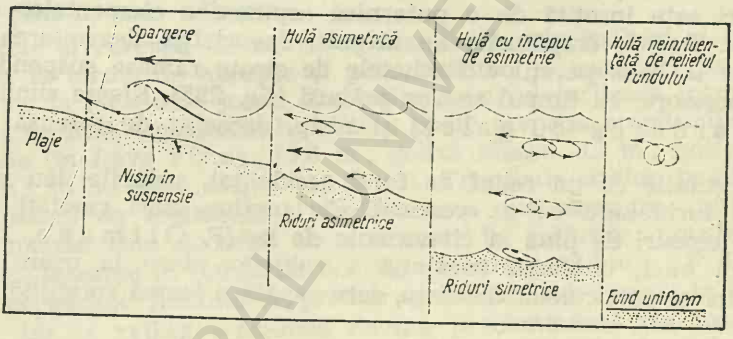


Fig. 383 — Modificarea formei valurilor și a traiectoriei particulelor cu adîncimea (după F. Ottmann).

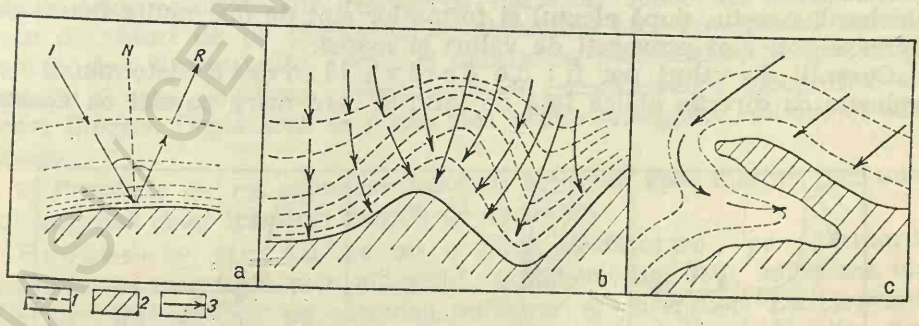


Fig. 384 — Reflexia (*a*), refracția (*b*) și difracția (*c*) hulei în funcție de configurația țărmului și adîncime:

1 — izobate; *2* — uscat; *3* — direcția hulei; *I* — incidenta, *N* — normala, *R* — reflectată.

masive de gheaţă. Acestea se propagă pe distanţe mari, cu viteze de mai multe sute de km/h, au înălţimi de 25—30 m, lungimi de cîteva sute de metri şi provoacă dezastre la atingerea ţărmului. Acţiunea valurilor, indiferent de cauza ce le-a provocat, depinde de adîncimea apei şi de forma ţărmului ; este deosebit de intensă la ţărmurile înalte cu ape adînci şi redusă la cele joase, cu plaje. Modul de acţiune asupra ţărmului, se realizează sub forme diferite : şoc (izbire), aspirare, bombardare cu galeţi şi nisip. Forţa de izbire poate atinge cîteva tone pe metru pătrat. În Scoţia, W. Johnson (1919) a măsurat presiuni de 30 t/m^2. Efectul mecanic asupra ţărmului depinde de compoziţia petrografică, de structura şi gradul său de fisurare. Pe locurile formate din roci dure şi compacte, rezultanta este aproape nulă, chiar la furtuni. Din contră, acolo unde rocile sînt puternic fisurate, cu mari crăpături, acţiunea de distrugere este considerabilă ; la efectul produs de izbire, se adaugă presiunea rezultată în urma comprimării bruşte a aerului şi apei, care este capabilă să desprindă blocuri de dimensiuni mari. Retragerea apei din scobituri este însoţită de o puternică aspirare a elementelor desprinse anterior. Astfel, crăpăturile se lărgesc, favorizînd dezvoltarea de nişe şi firide la baza pereţilor. Pachetele de strate rămase suspendate, deasupra acestora, cu timpul se vor prăbuşi (fig. 385). Efecte similare dă şi bombardarea cu galeţi şi nisip, deosebit de intensă la baza falezei.

În regiunile cu un relief de fund accidentat, valurile dau naştere la mişcări turbionare cu ax vertical. Ele produc mari cavităţi şi deplasări de blocuri de pînă la cîteva sute de kg (F. Ottmann, 1955). La adîncimi mici, mişcarea continuă a valurilor duce la uzare rapidă a galetiţilor şi particulelor de nisip, care capătă o formă rotunjită sau aplatizată.

2) *Curenţii* marini şi oceanici sînt determinaţi de vînturile regulate, de diferenţele de nivel, temperatură, salinitate, maree etc. Importanţa lor pentru morfologie este redusă numai la fîşiile unde traseele se apropie de linia ţărmului. Aici acţionează cu precădere curenţi cu caracter local. Aceştia, după efectul şi forma lor sînt de mai multe feluri, dar aproape toţi sînt provocaţi de valuri şi maree.

Curenţii de valuri pot fi : de derivă litorală, determinaţi de valurile cu direcţie oblică faţă de ţărm şi care merg paralel cu acesta ;

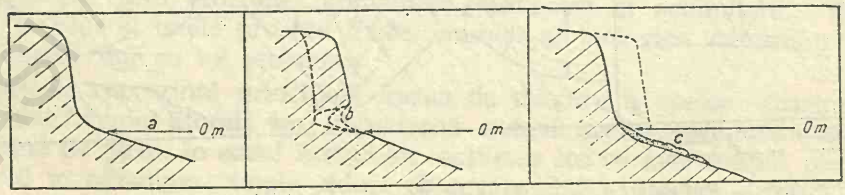


Fig. 385 — Retragerea unui ţărm înalt prin acţiunea complexă a valurilor:
a — acţiunea principală (presiune, izbire, bombardare); *b* — surplomba la baza abruptului; *c* — material prăbuşit şi acumulat la baza falezei.

curenți de întoarcere pe la fund (undertow, după W. Davis) și de întoarcere pe la suprafață (ripcurrents, după F. P. Shepard). Primii deplasează nisipul și chiar materiale grosiere în lungul litoralului, în timp ce ultimii le împing către largul mării. Cea mai însemnată derivă se realizează atunci cînd intervine și un puternic aport de apă și aluviuni fluviatile.

Curenții de descărcare sînt activi în unele strîmtori, fiind determinați de diferența de nivel dintre două bazine. Exemplu, între Marea Baltică și Marea Nordului, între Marea Ionică și Marea Tireniană, între Marea Neagră și Marea Egee etc.

Curenții de turbiditate sînt specifici părții inferioare a domeniului litoral și mai ales domeniului submarin propriu-zis. Reprezintă deplasări rapide de apă, încărcate cu multe sedimente, provocate de cutremure, de supraîncărcarea pantelor cu aluviuni fluviatile etc. Pot atinge viteze de 50 km/oră (M. Ewing) și transportă cantități mari de materiale pînă la mari adîncimi.

3) *Mareele și curenții de maree* se manifestă prin înălțări și coborîri ale apelor, la țărmurile abrupte și prin înaintări și retrageri pe suprafețe extinse, la țărmurile joase. Creșterile de nivel oscilează între cîțiva cm și 3—4 m, însă, topografia litoralului poate favoriza amplitudini mult mai ridicate (în Baya Fundy, 19,6 m; golful Mezen, 12 m; golful Arabiei, 13 m; strîmtoarea Magellan, 18 m). Translația apelor permite un transport masiv de sedimente și desfășurarea unei eroziuni puternice. Curentul mareic este deosebit de accentuat în golfurile înguste și în strîmtori (la intrarea în fiordurile norvegiene atinge 22 km/h; P. Birot, 1965). În perioadele fluxului se produc acumulări sub formă de bancuri submerse, iar la reflux eroziunea devine predominantă (se însumează forțele curenților maritimi cu cei fluviatili); multe din formele create anterior sînt distruse, nisipurile și galeții sînt antrenați în larg.

Curenții, în general, reprezintă principalul agent de transport al materialelor rezultate din retragerea falezelor, aduse de fluvii, antrenate de valuri de pe platforma de abraziune etc. Transportul este în funcție de: dimensiunile, forma și densitatea particulelor, de gradul de agitație al apei, de viteza curentului și de caracteristicile topografice ale zonei litorale. Deplasarea se poate face prin: rostogolire, săltare și suspensie.

4) *Procesele cu rol secundar* însoțesc acțiunea apei marine, iar uneori imprimă chiar trăsături proprii de amănunt.

Procesele mecanice au o largă desfășurare pe țărmurile înalte, și se manifestă prin alunecări, prăbușiri (fig. 386), sufoziune etc. Ele sînt intensificate de acțiunea valurilor și curenților. La țărmurile formate din pachete groase de loees sau lehmuri, sînt caracteristice desprinderile în „felii" și sufoziunea. În regiunile polare, dezagregarea prin gelivație, eroziunea exercitată de blocurile de gheață și bombardarea falezelor cu sloiuri, accelerează modelarea, creînd mici platforme lito-

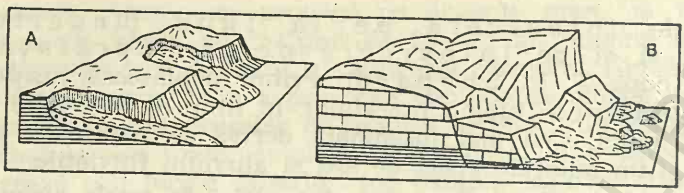


Fig. 386 — Alunecări (*A*) şi prăbuşiri (*B*) în lungul ţărmurilor înalte (după, A. Guilcher)

rale (strandflat-ul norvegian, explicat astfel de F. Nansen). Efecte similare au înregistrat, în pleistocen şi ţărmurile zonei temperate.

Procesele fizico-chimice sînt legate, fie de acţiunea ceţii şi picăturilor de apă rezultate din spargerea valurilor, fie de aceea a apei de mare. În prima situaţie sînt frecvente : alterarea rapidă a mineralelor bogate în fier (augit, amphiboli, biotit, olivină), dizolvarea rocilor calcaroase şi dezagregarea produsă prin cristalizarea clorurii de sodiu în fisuri. Rezultă cavităţi şi lapiezuri de dimensiuni variabile, nisip şi blocuri de dezagregare. Şi acţiunea apei de mare are efecte similare .

Procesele determinate de acţiuni biologice se desfăşoară în partea inferioară a domeniului litoral şi se referă la : perforarea rocilor, schimbarea *p*H-ului apei, frînarea curenţilor şi valurilor, concreţionare. Perforarea rocilor este realizată de organisme litofage : moluşte (Pholade, Petricola, Lithodomus lithofagus), arici de mare, microorganisme (clione, polichete, alge), prin secreţii acide, rezultatul fiind numeroase scobituri, alveole, galerii de la cîţiva milimetri pînă la cîţiva centimetri. Microorganismele şi în special algele verzi (Cyanophyceae) modifică condiţiile fizico-chimice ale mediului prin eliberarea noaptea, a CO_2, iar în timpul zilei a oxigenului. Noaptea dizolvarea va fi accentuată pe pereţii cavităţilor ; ziua o dată cu creşterea *p*H-ului, ea va scădea la baza cavităţilor, dar va persista la partea superioară (temperatura ridicată). Pe fund, o parte din calcarul dizolvat va precipita dînd cruste. În timp, cavităţile se vor intersecta (fig. 387). Tot algele, pot ajunge la o asemenea abundenţă, încît frînează acţiunea valurilor, diminuînd eroziunea. Coralii şi unele specii de alge formează recifi şi bariere.

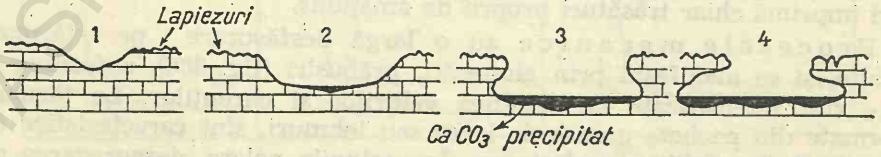


Fig. 387 — Evoluţia cuvetelor de dizolvare prin Cyanophyceae; *1...4* — faze evolutive (după, F. Ottmann).

B. FACTORI CARE INFLUENȚEAZĂ ABRAZIUNEA

În evoluția zonei litorale, un rol important îl au și : petrografia, structura și mobilitatea tectonică, relieful moștenit, aportul fluviatil, clima și amenajările portuare.

Roca determină diferențieri în ritmul eroziunii și în formele rezultate. Infinitatea de situații existente în natură poate fi redusă la două mari cazuri : țărm dezvoltat în roci uniforme[1], ele putînd fi rezistente (în granite) sau mai puțin rezistente (în gresii, marne) ; țărm tăiat în pachete de roci dure și moi, ce alternează des sau rar. La țărmurile dezvoltate în roci cristaline, acțiunea mării este redusă ; ca urmare, platforma de abraziune lipsește, iar formele de acumulare au un caracter embrionar. Din contră, țărmurile formate din roci sedimentare sînt repede erodate ; rezultă : faleze, platforme de abraziune și forme variate de acumulare. Alternanța pachetelor de roci cu rezistență diferită imprimă țărmului un caracter „dințat", cu golfuri în dreptul rocilor moi, cu peninsule, insule, stînci, arcade în sectorul rocilor dure (fig. 388).

Structura, fiind tăiată sub unghiuri diferite de linia țărmului, va imprima acestuia o anumită desfășurare, iar proceselor o variație de intensitate de la un sector la altul. Țărmurile tăiate într-o structură tabulară sînt puțin dar adînc crestate, eroziunea dă naștere la faleze abrupte pe care se produc frecvente prăbușiri (fig. 389). O situație similară se întîlnește la țărmurile longitudinale, dezvoltate în structura cutată. În structura monoclinală (fig. 389) și cea faliată, la care liniile tectonice cad perpendicular sau oblic pe linia țărmului, acesta va prezenta un contur foarte neregulat, cu golfuri adînci, insule, stînci, peninsule, sectoare de acumulare cu limbi de nisip etc.

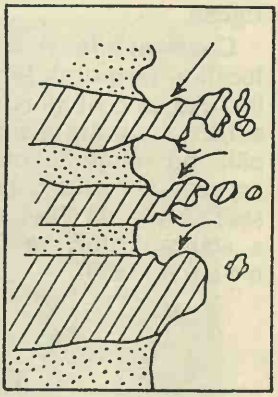


Fig. 388 — Configurația țărmului în condițiile alternanței unor benzi de roci cu durități diferite.

Mișcările tectonice și eustatismul influențează atît asupra deplasării liniei de țărm, cît și asupra tipurilor și stadiilor evolutive.

Relieful, sub aspectul său general, realizează țărmuri înalte și joase. La țărmul înalt, cu ape adînci, caracteristică este abraziunea, evoluția este în general lentă, fiind legată de acțiunea valurilor și a curentului mareic, secondată de procese gravitaționale (prăbușiri și alunecări de teren). În condițiile unui țărm jos cu ape adînci, are loc o permanentă deplasare a materialelor necimentate, din care, în general, este alcătuit. Există o largă platformă de abraziune, cu pietriș sau nisip, în-

[1] Acestea au, la rîndul lor, cîte un specific aparte (vezi capitolul Relief petrografic).

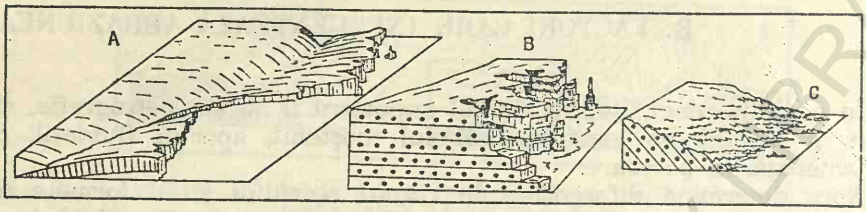


Fig. 389 — Aspectul ţărmului în structura monoclinală (*A*, *C*) şi tabulară (*B*) (după, A. Guilcher).

soţită, în cazuri rare, de o mică faleză. Unde apele au adîncimi mici, zona de spargere a valurilor se află la distanţă mare, între aceasta şi linia ţărmului desfăşurîndu-se un larg sector cu ape liniştite. Aici este intensă acumularea materialelor aduse de rîuri sau de curenţii slabi şi depunerile organice. Mlaştinile, plăjile extinse, bancurile de nisip caracterizează un astfel de ţărm.

Aportul fluviatil conduce la o gamă de forme şi microforme desfăşurate la gurile de vărsare (delte, estuare, limbi de nisip etc).

Clima, fără a impune o dispunere zonală, influenţa sa, în unele situaţii, este determinantă. În regiunile reci, acţiunea complexă a valurilor este substituită de dezagregare, nivaţie etc. Alterarea puternică, din climatul cald, lipseşte marea de galeţi, reducînd efectul de bombardare a ţărmului. Aridităţea favorizează dezagregarea prin cristalizarea clorurii de sodiu, iar temperaturile ridicate, dezvoltarea construcţiilor coraligene.

Construcţiile şi amenajările portuare au schimbat radical fizionomia locală a ţărmului, introducînd modificări substanţiale în dinamica proceselor. Au apărut porturi, ziduri de protecţie, diguri etc. Pentru asigurarea adîncimii limită a navigaţiei se efectuează continuu dragări. Unele diguri pătrund adînc în mare, închizînd suprafeţe acvatice mari. Amplasarea „sparge-valurilor", la circa 30—50 m de ţărm, face ca valurile ce le depăşesc să piardă 75% din energie ; totodată, în spatele acestora, ca urmare a acumulărilor, se formează treptat o suprafaţă emersă (P. Bărbuneanu, 1960).

C. FORMELE RELIEFULUI LITORAL

În mod obişnuit, se disting două categorii de forme litorale, în funcţie de predominarea abraziunii sau a acumulării marine. Acestea, la rîndul lor, se subdivid în : faleze şi platforme de abraziune ; plaje şi dune litorale ; estuare, mlaştini litorale, delte ; construcţii coraligene (A. Guilcher, 1954).

1. FALEZA ŞI PLATFORMA DE ABRAZIUNE

Faleza reprezintă un abrupt, uneori surplombat, cu o pantă cuprinsă între 30° şi 90°, cu înălţimi variabile, ce se desfăşoară la contactul dintre uscat-mare. Baza ei, în majoritatea cazurilor, se continuă, submarin, printr-o suprafaţă puţin înclinată, mai mult sau mai puţin extinsă, pe care A. C. Ramsay (1846) a numit-o platformă de abraziune. Falezele şi suprafeţele de abraziune sînt rezultatul acţiunii mecanice a mării, mai ales prin bombardarea la bază a abrupturilor cu galeţi (fig. 390). Aici apar firide, care duc la prăbuşirea stratelor de deasupra. Materialele prăbuşite sînt înlăturate de valuri, abruptul fiind din nou supus acţiunii lor. Retragerea falezei şi lărgirea platformei de abraziune se realizează urmînd o desfăşurare ciclică : adîncire la bază, prăbuşire, împrăştierea materialelor, adîncire în noul abrupt al falezei. Pe măsura retragerii falezei creşte lungimea pantei suprafeţei de abraziune, iar valurile se sparg cu timpul la o distanţă tot mai mare de firidă. Abraziunea se reduce, procesul de formare a firidei încetează, iar faleza nu se mai retrage. Extinderea mare a unor platforme de abraziune este explicată, de F. Richthofen, ca urmare a submersiei treptate a uscatului, ceea ce a permis valurilor să acţioneze continuu (fig. 391). D. Johnson consideră că şi în condiţiile unui nivel constant al mării se pot realiza largi platforme de abraziune ; după încetarea atacului asupra falezei, energia valurilor s-ar canaliza asupra platformei de abraziune, reducîndu-i altitudinea pe sistemul profilului de echilibru dinamic. Se realizează astfel o adîncime care va permite reluarea atacului, asupra falezei

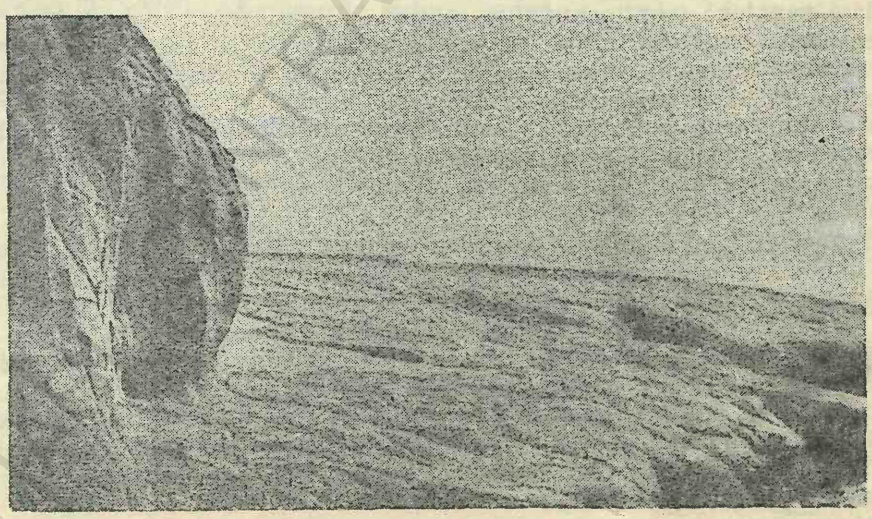


Fig. 390 — Faleză şi platformă de abraziune în Noua Zeelandă la Muriwai (foto, D. Johnson)

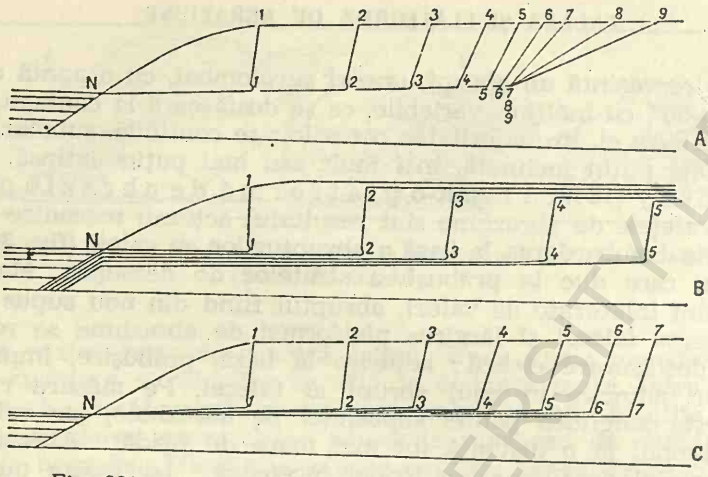


Fig. 391 — Retragerea falezelor şi formarea platformei de abraziune în trei ipoteze:
A — A. C. Ramsay; *B* — F. Richthofen; *C* — D. W. Johnson.

şi extinderea platformei (fig. 391). J. Bourcart acordă o mare pondere, în formarea platformei şi a falezei, proceselor gravitaţionale şi elementelor geologice (rocă, structură, linii tectonice). El admite chiar, că falezele nu reprezintă forme marine, ci un simplu abrupt atins de mare în cursul transgresiunii, iar platformele ar constitui suprafeţe cu o istorie complexă, continentală şi marină. Rolul mării s-ar reduce la accentuarea unghiului dintre abrupt şi treapta de la baza sa. Retragerea şi menţinerea lui s-ar datora, în principal, proceselor gravitaţionale (alunecări şi prăbuşiri), deosebit de intense în perioade cu precipitaţii abundente ce urmează unor secete îndelungate. Desigur, rolul petrografiei, structurii şi al proceselor de pantă nu poate fi neglijat; totuşi acţiunea mării, în formarea falezei şi a platformei, este determinantă.

Platformele de abraziune în unele regiuni (Haway, Australia, Noua Zeelandă), comportă o dispunere în trepte sub forma de umeri, explicată prin variaţii eustatice postglaciare de mică amploare (Fairbrige), sau ca rezultat al acţiunii simultane a mării şi meteorizaţiei, în sensul că treptele superioare s-ar datora în special meteorizaţiei, iar cele inferioare abraziunii propriu-zise (C. K. Wentworth). Ţărmul norvegian prezintă, ca particularitate, o largă platformă ce atinge uneori 50 km (Emm. de Martonne), numită „Strandflaten"; F. Nansen (1904) o atribuie abraziunii marine, intensificate de gelivaţie care a fărîmiţat permanent faleza.

După stadiul de evoluţie se pot deosebi: **falezе funcţionale sau în retragere şi falezе nonfuncţionale**. Acestea din

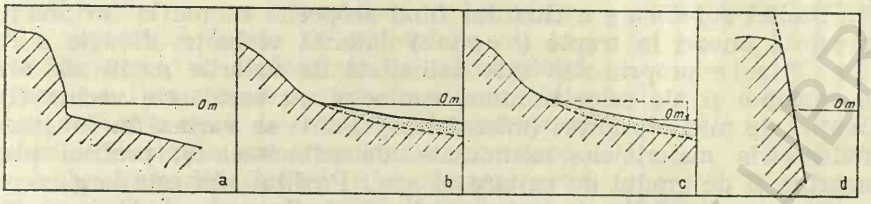


Fig. 392 — Tipuri de faleze:
s — funcțională; *b* — stabilizată; *c* — moartă; *d* — falsă (tectonică).

urmă pot fi la rîndul lor, stabilizate (ajunse la echilibru) și moarte (rămase suspendate pe continent în urma regresiunii marine) (fig. 392). Se mai disting faleze false, adică țărmuri abrupte a căror formă nu este legată direct de acțiunea mării, ci de rocă, structură, tectonică; între acestea, falezele tectonice apar mai evidente, fiind lipsite de platforma de abraziune (fig. 392).

2. PLAJA ȘI DUNELE LITORALE

a) *Plaja* reprezintă fîșia inundabilă din cadrul domeniului litoral, caracterizată prin acumulări de nisip, pietriș, cochilii. La țărmurile cu faleză, aceasta este redusă sau lipsește, pe cînd la țărmurile joase, ea este dezvoltată. Trierea elementelor, dispoziția lor după dimensiuni și formă este mai puternică cu cît plaja este mai extinsă. Galeții se concentrează în părțile afectate de valuri numai la marile furtuni și în timpul fluxului, în timp ce în partea inferioară a plajei predomină în exclusivitate nisipul. De asemenea, natura rocii, din care este alcătuit țărmul, are importanță pentru granulometria plajei. Astfel, la țărmurile tăiate în roci sedimentare se remarcă prezența pietrișurilor, pe cînd la cele formate din roci eruptive și metamorfice, puternic arenizate, sectoarele cu galeți lipsesc, nisipurile dominînd adesea plaja.

În cadrul plajei se pot separa cîteva sectoare, care diferă prin granulometrie și prin microformele dezvoltate. Acestea sînt: plaja înaltă, propriu-zisă și submarină (fig. 393). Plaja înaltă se desfășoară dea-

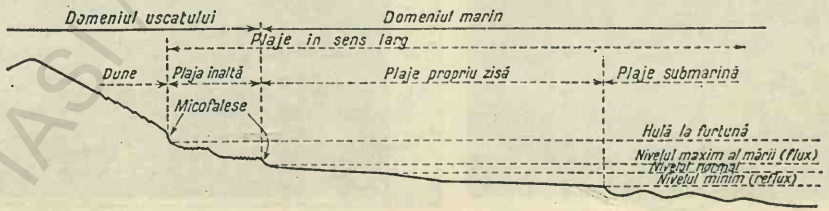


Fig. 393 — Profil schematic reprezentînd diferitele sectoare ale plajei (după, F. P. Shepard).

supra limitei superioare a fluxului fiind acoperită numai la furtună ; ea se prezintă uneori în trepte (b e r m s) datorită violenţei diferite a furtunilor. P l a j a propriu-zisă este delimitată de valorile medii ale nivelelor maxime şi ale celor minime, contactul cu sectoarele vecine fiind evidenţiat de mici abrupturi (microfaleze). Panta sa variază în funcţie de granulometria materialelor acumulate, de adîncimea şi profilul plajei submarine şi de gradul de agitare al apei. Profilul său este larg convex în partea superioară (foarte accentuat la ţărmurile cu tendinţă de acumulare) şi concav la bază ; contactul dintre cele două zone este marcat printr-o linie de inflexiune, adesea subliniată prin sedimente mai grosiere şi cochilii (F. O t t m a n n). P l a j a s u b m a r i n ă, acoperită permanent cu apă, urmează după microfaleză. Limita sa inferioară coincide cu adîncimea echivalentă jumătăţii lungimii undei hulei pe timp frumos, sub această valoare acţiunea valurilor fiind neglijabilă (F. O t t m a n n, 1965).

b) *Microformele specifice plajei* se remarcă prin mobilitate şi se compun din cîteva tipuri principale (festoane, bancuri etc.).

— F e s t o a n e l e, create de valuri pe ultimele două sectoare ale plajei, reprezintă mici ondulări, creste (pînă la cîţiva decimetri), simetrice (la adîncimi mari) sau asimetrice la adîncimi reduse (fig. 394).

— C o r n u r i l e d e p l a j e sînt festoane de dimensiuni mult mai mari (înălţimea de la cîţiva cm la 1 m, lungimea între 4 şi 70 m), cu aspect triunghiular pînă la semicerc (cu baza spre mare), dezvoltate pe plaja propriu-zisă. Sînt bine exprimate cînd granulometria este mare. Provin din acţiunea valurilor puternice.

— R i d u r i l e ş i b r a z d e l e l i t o r a l e apar sub acţiunea remuului hidraulic al hulei, la partea superioară a plajei submarine şi au o desfăşurare paralelă sau oblică faţă de litoral (fig. 395). Ultimele ating dimensiuni mari (10—14 m înălţime şi uneori lungimi de pînă la 600 m), luînd aspectul unor dune, de aici numele de „dune hidraulice".

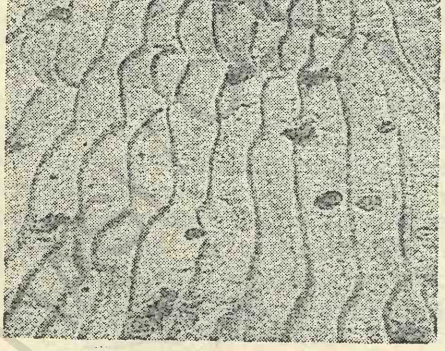


Fig. 394 — Festoane pe plaja Saint Efflam — Bretagne (foto, G. T e r m i e r).

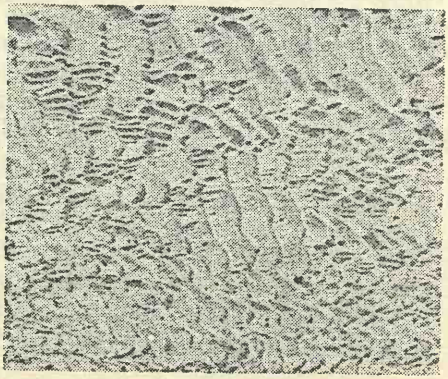


Fig. 395 — Riduri (ripple-marksuri) pe plaja Saint Efflam-Bretagne (foto, G. T e r m i e r).

— Bancurile şi cordoanele litorale reprezintă forme de acumulare, cu aspect foarte variat, desfăşurate în cadrul plajei submarine. Dezvoltarea lor este legată de adîncimea redusă a apei, de o bogată alimentare cu materiale fluviatile, sau de existenţa unor depozite submarine de nisipuri. Sînt formate prin acţiunea valurilor şi curentului de derivă litorală, care, la adîncimi mici, pierd din energie şi abandonează materialele pe care le transportă. Bancurile submerse, constituie forma iniţială de construcţie. Prin înălţare şi emersie rezultă grindurile; prin emersie şi alungire se realizează cordoanele litorale (fig. 396 şi 397), care, după formă şi poziţie, pot fi: săgeţi (foarte alungite şi înguste), perisipuri sau bare (cînd închid un golf, estuar sau lagună) etc.

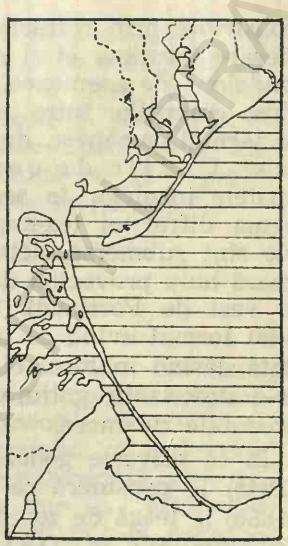


Fig. 396 — Săgeţi litorale în Marea Azov.

Alungirea cordoanelor nu se realizează la infinit, unele porţiuni vor fi îndepărtate, altele vor fi construite. Astfel, la orice cordon litoral se disting zone cu tendinţă de eroziune şi altele de acumulare. De asemenea, ele pot fi secţionate de valuri, la furtuni, sau de rîuri, atunci cînd gurile lor sînt barate. Frecvente sînt golfurile barate de cordoane, desfăşurate de la una din extremităţile sale şi transformate ulterior în lagune închise; ele îşi menţin, uneori, datorită curenţilor de descărcare, mici deschideri spre mare denumite portiţe. Prin barare completă, laguna va evolua trecînd succesiv prin mai multe faze: lac cu plaje (baltă), mlaştină şi cîmpie joasă.

Cînd în golf se varsă un rîu cu un debit mare, atunci portiţa este obişnuit mai largă, iar golful capătă caracter de liman. În unele cazuri cordoanele fac legătura între ţărm şi o insulă din apropiere; acestea se numesc tombolo şi pot fi simple, duble, triple (fig. 398). Ele sînt

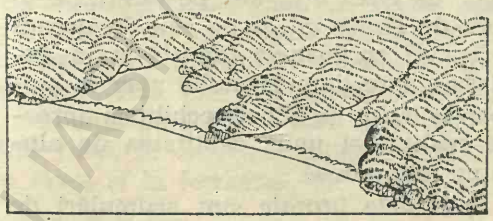


Fig. 397 — Golfuri închise de bare litorale (după, W.M. Davis).

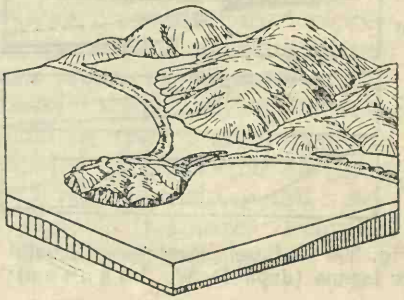


Fig. 398 — Tombolo dublu (după, W. M. Davis).

construite prin refracţia valurilor în spatele insulei, sau difracţia lor de fiecare latură a ei şi depunerea materialelor în punctele de întîlnire a undelor ; de asemenea, formarea lor necesită o adîncime mică a apei şi lipsa curenţilor între insulă şi ţărm. Astfel de construcţii ar fi existat şi la ţărmul românesc, după G. Vâlsan, între actuala deltă şi insula Şerpilor. Cozile de cometă sau trenele sînt alte forme ce apar în spatele insulelor în sectoarele adăpostite faţă de acţiunea valurilor, în urma difracţiei (exemplu insulele Anholt din Danemarca) ; unele din ele sînt submerse, determinate de puncte de mică adîncime ce amortizează hula provocînd depunerea materialelor (exemplu în Marea Mînecii, la vest de Portland). Săgeţile martori sînt vechi cordoane ; ele s-au format avînd ca punct de sprijin o insulă, care ulterior a fost erodată, lăsînd în locul ei o mică platformă de abraziune. D. Johnson le-a descris în golful Boston, legate de insulele de tip drumlin, uşor erodabile de mare.

În ce priveşte geneza bancurilor şi cordoanelor, E. De Beaumont (1845) le consideră ca rezultat exclusiv al valurilor ; G. K. Gilbert (1885) le leagă de zonele puţin adînci aflate pe direcţia curenţilor litorali cu aluviuni ; W. Davis (1912) implică necesitatea coborîrii nivelului mării, care aduce, în zona de acţiune a valurilor, noi suprafeţe uşor înclinate şi cu mult material nisipos ; D. Johnson (1919) completează ideea lui Davis, introducînd următoarea succesiune evolutivă : bancuri submerse, cordoane ce închid parţial apoi complet lagune, deplasarea cordonului spre uscat peste depozite lagunare mîloase ş.a.m.d. (fig. 399). V. P. Zencovici arată că dimensiunile şi configuraţia formelor acumulative sînt legate de mai mulţi factori şi anume : panta zonei litorale, constituţia materialelor şi structura geologică, oscilaţiile nivelului mării. După el, cele mai mari cordoane se desfăşoară pe pantele mici, de circa 5‰, atît pe ţărmurile în curs de lăsare cît şi pe cele în uşoară ridicare ; cordoanele înguste şi în deplasare spre linia ţărmului apar în sectoarele cu un profil de echilibru aproape realizat şi unde cantitatea de aluviuni este redusă.

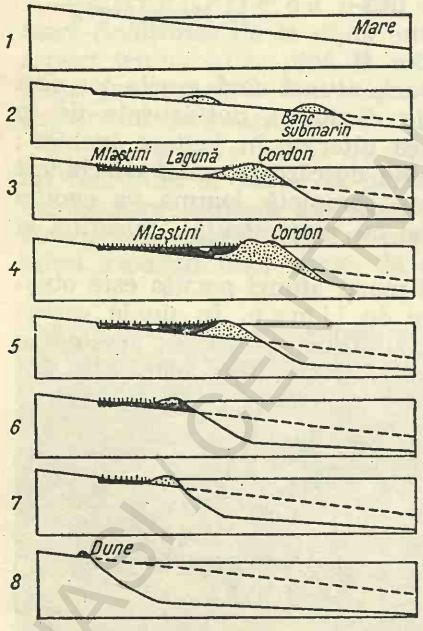


Fig. 399 — Fazele evoluţiei ţărmului cu lagune (după D. W. Johnson):
1—3 — formarea lagunei; *4 — 5* — transformarea în mlaştină; *6—7*—reluarea abraziunii şi distrugerea cordonului; *8* — faţă de dune.

c) *Dunele litorale* sînt acumulări de nisip marin, în special pe plaja superioară, datorate acţiunii vîntului asu-

pra materialelor aduse de mare. Apar asimetrice, perpendiculare pe direcția vîntului, dispuse în șiruri longitudinale aproape paralele, sau cu aspect de mici barcane (în regiunile litorale aride) și rar depășesc 15 m grosime. În regiunile temperate ele sînt în general vechi și fixate ; vînturile, prin deflație, pot crea în ele breșe semicirculare. Mișcările ondulatorii ale vîntului, manifestate la scări diferite, produc pe de o parte dune, pe de altă parte mici ondulări asimetrice (ripple marksuri).

3. ESTUARELE ȘI DELTELE

Estuarele și deltele reprezintă zone de vărsare ale fluviilor în mare, locuri de interferență a factorilor fluviatili și marini. Forma convexă a deltelor indică o predominare a fenomenelor fluviatile, în timp ce estuarele evidențiază pătrunderea, în interiorul uscatului, a influenței mareelor. În multe cazuri ele sînt axate pe zone de subsidență, care au permis acumularea unor mari cantități de materiale fine (la Mississipi grosimea sedimentelor terțiare și cuaternare are 10 000 m ; la Amazon numai sedimentele pleistocene au 2 000 m) [1].

a) Estuarele[2] reprezintă guri de vărsare, sub formă de pîlnie, ale fluviilor ce debușează în mări cu flux și reflux puternic. Fluxul înaintează uneori adînc în interiorul continentelor (1 500 km la Amazon, 500 km la Sf. Laurențiu, 200 km la Rio de la Plata, 144 km la Șena etc.). Pătrunderea apelor sărate marine determină ridicarea nivelului apelor fluviului, curentul fluviatil este diminuat și se produce o decantare a sedimentelor în suspensie. La reflux, cele două acțiuni se însumează, creîndu-se curenți puternici, „de descărcare", care înlătură materialele depuse în lungul estuarului. La estuarele mari, noul flux se produce înainte de retragerea completă a apelor de reflux, ceea ce face ca o parte din materialele în suspensie să fie din nou deplasate în amunte. Aceasta favorizează apariția, la gura estuarului, a unor enorme acumulări, denumite „dop mîlos", care se regenerează și chiar cresc la fiecare flux (L. Glangeaud).

Estuarele, deși apar ca mari pîlnii de eroziune, în multe cazuri reprezintă domenii de sedimentare, de înaintare generală a uscatului asupra mării. Fr. Ottmann (1965) consideră chiar, că ele pot evolua către delte, în acest sens distingînd trei stadii : stadiul inițial de vale submersă, cu acumulări submarine, sub formă de con ; stadiul median, în care valea este colmatată, se dezvoltă apoi o largă cîmpie aluvială, iar în fața gurii de vărsare apar bancuri, cordoane de nisip și mîl ; stadiul final, în care acumulările intense vor duce la înaintarea uscatului în mare și la formarea, fie a unei lagune, fie a unei delte.

[1] După F. Ottmann, op. cit.
[2] De la cuvîntul latin *aestus*=maree.

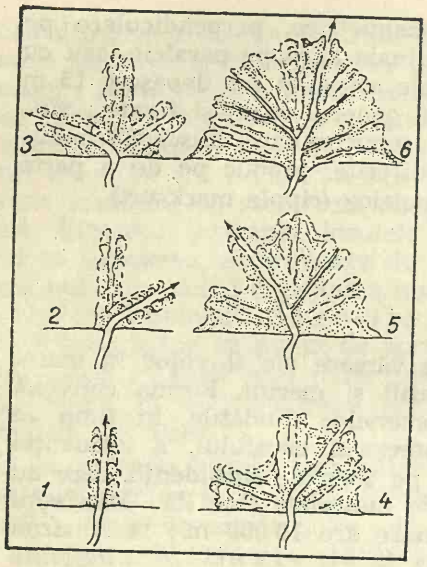


Fig. 400 — Stadiile formării unei delte (după, G. K. Gilbert).

b) Deltele[1] constituie complexe de cumulare la gura de vărsare a unor fluvii. Trăsătura cea mai importantă o reprezintă înaintarea uscatului în mare. Apariţia şi înaintarea deltei este legată de îmbinarea anumitor condiţii şi anume : un volum mare de materiale ce nu pot fi îndepărtate de curenţi, lipsa sau slaba acţiune a mareelor, adîncimea redusă a mării în zona respectivă. În acest complex de împrejurări are loc interferarea acţiunii a doi agenţi principali — fluviul şi marea — la care se adaugă vîntul şi chiar omul. Micşorarea bruscă a vitezei apei, la gura de vărsare, determină acumularea de materiale, care vor constitui obstacole pentru curentul din amonte. În urma acumulărilor se realizează o micşorare generală a pantei, alungirea cursului, împărţirea ulterioară în braţe, apoi micşorarea ritmului înaintării frontale, paralel cu creşterea în lăţime. Divizarea în braţe modifică condiţiile de transport şi de aluvionare. O parte din materiale, ce anterior ajungeau în largul mării, sînt depuse în bancuri în imediata apropiere a gurilor şi în lungul braţelor, formînd grinduri longitudinale. La nivele mari, apele vor străpunge grindurile, creînd albii secundare, care uneori devin braţe principale (V. Egorov, 1956). Gurile de vărsare, variind ca poziţie şi importanţă, tind să realizeze o construcţie semicirculară, aplatizată (fig. 400). Deltele se dezvoltă rapid cînd cantitatea de materiale aduse de fluviu este foarte mare, depăşind mult puterea de împrăştiere şi de eroziune a mării. Astfel, delta Padului a crescut în 1800 ani cu circa 22,5 km (12,5 m/an) ; braţele deltei fluviului Mississipi înaintează anual cu circa 5 m ; Terecul, în ultimii 150 ani, a cunoscut un ritm de 100—120 m/an, iar Donul de numai 11 m/an (O. K. Leontiev, 1955).

Apariţia cordoanelor litorale, diminuează acţiunea valurilor şi curenţilor în spaţiul dintre ele şi ţărm, favorizînd colmatarea şi înaintarea braţelor. Dar, pe măsura extinderii deltei, se schimbă raportul de forţe, micşorîndu-se acţiunea fluviului şi crescînd rolul proceselor determinate de valuri şi curenţi ; acestea pot bara înaintarea deltei. La deltele cu mai multe braţe principale se remarcă o ritmicitate a evoluţiei lor,

[1] Numele provine de la litera grecească Δ care, prin aspectul său triunghiular, se aseamănă cu delta Nilului.

cu perioade de înaintare, stagnare şi chiar de regres. Un exemplu îl constituie Delta Dunării cu cele trei braţe ale sale.

Un oarecare rol, în formarea deltelor îl are şi vîntul. El acţionează prin deplasarea maselor de nisip de pe unele grinduri, contribuind la colmatarea mlaştinilor, braţelor, lacurilor, iar în lungul ţărmului, indirect, prin intermediul valurilor şi curenţilor. De asemenea, o serie de operaţiuni efectuate de om (dragaj, diguri, consolidarea grindurilor, desecări, desalinizări) modifică, într-o anumită măsură ritmul proceselor.

În ce priveşte fizionomia generală a deltelor, ele apar ca nişte cîmpii în bună parte submerse, din care se ridică grinduri longitudinale şi transversale, ce închid între ele lacuri, bălţi, mlaştini. Pe grindurile mai înalte şi extinse se dezvoltă dune.

Structura deltelor evidenţiază o mare variaţie atît în suprafaţă cît şi în profil transversal. În bălţi şi mlaştini predomină acumularea elementelor fine, iar la marginile braţelor nisipurile şi mîlul. Înclinarea stratelor este forate redusă pînă la orizontală, cu excepţia gurilor de vărsare unde panta de sedimentare este foarte crescută (fig. 401). Localizarea stratelor cu înclinări mari permite stabilirea etapelor de înaintare a acesteia (A. C. Banu, 1968). De asemenea, înclinările pot creşte, după depunere, în zonele de subsidenţe locale.

În ce priveşte evoluţia, ea este specifică fiecărui tip de deltă. La cele mai multe se pot deosebi totuşi 2—3 faze şi anume : cea de golf sau estuar ; de liman sau lagună (cu delta incipientă fluviatilă) ; delta propriu-zisă (care poate avea două subfaze : delta fluviatilă şi delta fluviomarină). În continuare, în funcţie de tendinţa de evoluţie a nivelului mării, se poate ajunge fie la o cîmpie litorală, fie la refacerea golfului (transgresiune).

Tipurile de delte sînt deosebite după o serie de criterii, între care : forma, raportul dintre acţiunea mării şi a fluviului, dinamica etc., aşa cum se arată în tabelul alăturat. Criteriile amintite se referă cu precădere la deltele emerse şi mai puţin la cele submerse, care mai sînt numite delte embrionare (exemplu Loire, şi la unele rîuri de pe coasta estică a S.U.A.). Dintre tipurile de delte, cîteva au intrat mai mult în limbajul geomorfologic.

— Deltele triunghiulare (tip Tibru) sînt cele mai simple, fiind formate prin aluvionarea efectuată de un singur braţ, care varsă

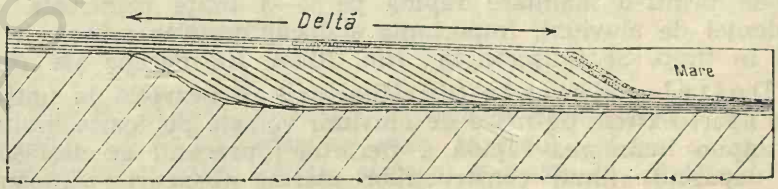


Fig. 401 — Structura unei delte.

Autorul şi criteriile	Tipuri şi subtipuri
Gulliver (1899): importanţa acţiunii fluviului şi a mării; contrastele dintre forme.	a. Delte lobate — aluvionarea fluviatilă este foarte puternică; unilobate (la rîul Meandre) şi multilobate (Mississipi, Pô, Volga). b. Delte în retragere — eroziunea marină este puternică; apar lobi convecşi separaţi de golfuri adînci (Tibru). c. Delte rotunjite — se remarcă activitatea intensă a curenţilor litorali (Arno, Rion). d. Delte atrofiate — predomină acţiunea mării; apar promontorii reduse (Garigliano, Guadalaviar, Tet).
Emm. de Martonne: forma; raportul dintre aluvionarea continentală, curenţii litorali şi zonele de lăsare.	a. Delte triunghiulare — aluvionare moderată (Tibru). b. Delte digitate — aluvionare puternică, înaintare rapidă (Mississipi). c. Delte blocate — curenţi puternici, înaintare lentă (Nil). d. Delte barate — nu înaintează pentru că a atins zona de lăsare (Gange, Irawadi).
F. Ottmann (1965): forma.	a. Delte triunghiulare — înaintarea se face în lungul unui braţ (Tibru). b. Delte lobate — (Dunăre, Rin, Rhon). c. Delte digitate — Mississipi.
M. Duponchel: dinamic.	a. Delte în înaintare ce pot fi: lobate — înaintare uniformă (Rhon, Pô, Tigru) şi digitate înaintare rapidă pe multe braţe (Mississipi). b. Delte în retragere — (Gange, Irawadi, Colorado, Brahmaputra).

cea mai mare cantitate de apă în mare ; celelalte braţe au rol secundar. Acest tip constituie o fază de început, cînd raportul dintre forţa rîului şi cea a mării înclină spre primul (fig. 402).

— Deltele lobate (tip Dunăre) sînt cele mai frecvente remarcîndu-se printr-o înaintare rapidă pe 2—3 braţe principale, datorită abundenţei de aluviuni. Importanţa şi locul braţelor principale se modifică în timp. Se întîlnesc la : Rin, Rhon, Rio-Parana ş.a. (fig. 402).

— Deltele digitate (tip Mississipi) se dezvoltă la unele fluvii cu un aport extrem de mare de aluviuni vărsate pe foarte multe braţe, care impun înaintarea rapidă a fiecăruia ; procesul se desfăşoară intens, depăşind ritmul construcţiilor marine (bancuri, cordoane etc.) (fig. 402).

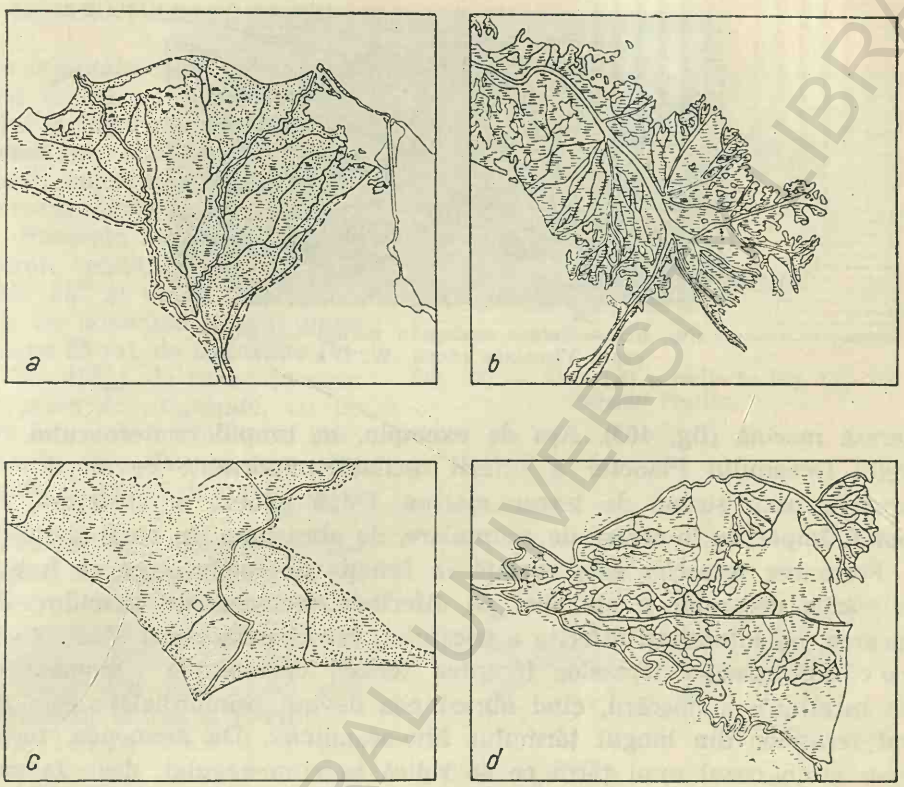


Fig. 402 — Tipuri de delte:
a — Nilul, *b* — Mississipi, *c* — Tibru, *d* — Dunărea.

— Deltele barate (tip Nil) sînt delte cu aspect lobat a căror dezvoltare este oprită, fie de către curenţii litorali ce împrăştie toate aluviunile aduse de fluviu (blocată), fie de atingerea unei zone adînci sau în curs de lăsare (barată) (fig 402).

4. TERASELE LITORALE

Zona litorală suferă, în timp, oscilaţii determinate fie de mişcări ale uscatului, fie de mişcările eustatice. În cazul ridicării uscatului sau al eustatismului negativ, faleza, plaja şi o parte din platforma de abraziune rămîn suspendate faţă de noul nivel al mării, formînd o

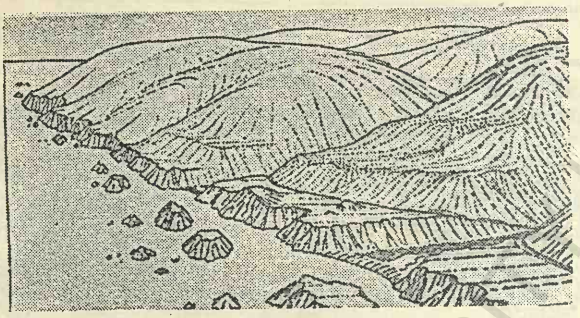


Fig. 403 — Terase marine în nordul Californiei, capul Viscaiano (după, W. D a v i s).

terasă marină (fig. 403). Aşa de exemplu, în timpul cuaternarului nivelul Oceanului Planetar a suferit oscilaţii importante ce au dus la crearea unui sistem de terase marine. După geneză şi structură, ele pot fi împărţite în terase de acumulare, de abraziune (în rocă) şi mixte.

Formarea teraselor este variată în funcţie de modul cum se îmbină mişcările uscatului şi ale apei pe diferitele sectoare ale ţărmului. Ridicarea, cu intensităţi diferite a uscatului, favorizează, după V. P. Z e n c o v i c i, apariţia teraselor (fruntea terasei corespunde momentului de încetinire a mişcării, cînd abraziunea devine primordială); este cazul teraselor din lungul ţărmului fino-scandinav. De asemenea, terase apar şi în cazul unui ţărm ce se ridică în ritm regulat, dar la care panta submarină prezintă sectoare cu înclinări diferite. Cele mai tipice terase marine par a fi create totuşi de glacio-eustatismul cuaternar. Mai cunoscute, în literatură, sînt cele de pe ţărmul Mediteranei şi Atlanticului (fig 404).

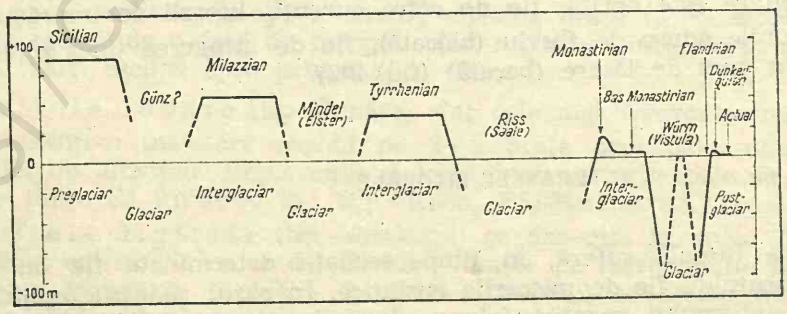


Fig. 404 — Schema glacioeustatismului cuaternar şi a teraselor corespunzătoare (după A. G u i l c h e r).

5. CONSTRUCȚIILE CORALIGENE

În regiunile calde, între paralelele de 30°, o serie de organisme și în primul rînd coralii, creează un ansamblu de construcții calcaroase a căror dimensiuni depășesc uneori cîțiva km. Prezența lor este legată de anumite condiții de temperatură (peste 18° și optim între 25—30°), de adîncime a apei (pînă la circa 25 m), de salinitate (între 27—40‰), de prezența unor ape puternic oxigenate, cu un grad redus de turbiditate. Formele la care dau naștere sînt variate și poartă denumiri diferite.

A t o l i i sînt construcții coraligene cu aspect inelar, cu un diametru ce poate depăși 60 km, care înconjoară o lagună ce are adîncimi între 30—100 m (fig. 405). Cei mai tipici sînt în Oceanul Indian și Pacific.

R e c i f e l e b a r i e r ă sînt tot construcții coraligene care închid în interiorul lor una sau mai multe insule necoraligene (fig. 405). Cel mai cunoscut recif-barieră este în estul Queeslandului (Australia).

Ch. D a r w i n și J. D a n a au susținut ideea dezvoltării recifelor pe fundamente care suferă ușoare subsidențe (fig. 406). Mai tîrziu, s-au adus argumente și în ce privește rolul oscilațiilor glacio-eustatice în formarea recifelor (W. D a v i s, P. K. K u e n e n ș.a.).

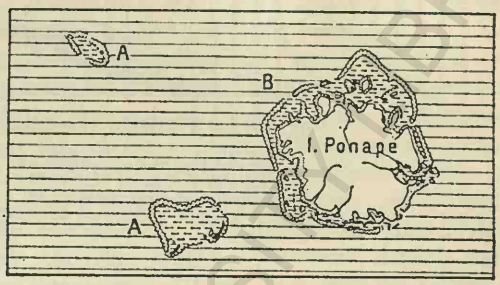


Fig. 405 — Atoli (*A*) și recife bariere (*B*) în Oceanul Pacific.

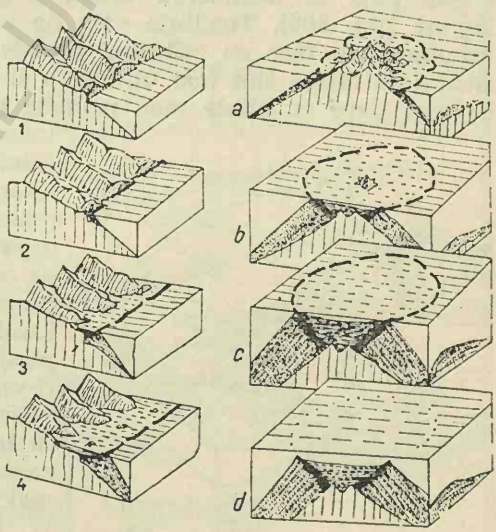


Fig. 406 — Evoluția unui recif barieră (1—4) și a unui atol (*a*—*d*):

1 — țărm cu faleză, *2* — înecarea bazei falezei și dezvoltarea de recife, *3*—*4* — accentuarea submersiei și conturarea de recife bariere ce închid lagune; *a* — insulă cu centură de recife barieră, *b* — cvasiatol, *c* — atol, *d* — atol înecat.

6. EVOLUȚIA LITORALULUI ȘI A LINIEI DE ȚĂRM

Evoluția litoralului este urmărită, obișnuit, atît în profil cît și în plan orizontal. În pro-

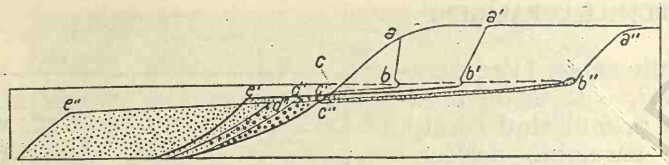


Fig. 407 — Evoluţia ţărmului (după D. W. Johnson):

a—c — primul stadiu cu faleză (*a—b*) şi platformă de abraziune (*b—c*); *a' — e'* al doilea stadiu cu faleză (*a' — b'*), platformă de abraziune (*b' — c'*), platformă de acumulare (*c' — e'*) şi taluz; *a'' — e''* — al treilea stadiu cu faleză, platformă de abraziune şi platformă de acumulare.

fil, este vorba de atacul mării asupra uscatului, cu retragerea falezei şi crearea unei platforme de abraziune cît mai extinse (v. fig. 391). Tendinţa ar fi aceea de a crea o asemenea pantă de echilibru care să anihileze efectele valurilor asupra bazei falezei, care ajunge astfel la o stabilitate relativă (fig. 407).

În sens orizontal, apa mării atacă cu putere toate porţiunile avansate (capuri, peninsule), făcîndu-le să se retragă. Concomitent, între ieşinduri se produc acumulări, inclusiv formarea unor cordoane ; acestea pot creşte pînă la închiderea totală a golfurilor şi transformarea lor în lagune (fig. 408). Tendinţa este de îndreptare a ţărmului. Îndreptarea se face cu atît mai repede şi mai uniform, cu cît rocile ce alcătuiesc faleza sînt mai uniforme şi relativ moi. În cazul alternanţelor de roci dure cu altele moi, primele rămîn totuşi sub forma unor promontorii foarte avansate, iar în cazul celorlalte, se sapă golfuri. După regularizarea ţărmului — sub forma unei linii mai mult sau mai puţin drepte, care uneşte capuri retezate, legate între ele de cordoane ce închid lagune — evoluţia continuă sub o formă mult mai lentă. Linia de ţărm se va retrage tot mai lent, paralel cu ea însăşi, iar lagunele vor fi colmatate de rîuri, pînă la transformarea lor în cîmpii mlăştinoase. Această tendinţă de evoluţie către regularizarea liniei de ţărm a fost întrezărită mai ales pe spaţii mici (D. Johnson, W. Davis ş.a.), întrucît majoritatea ţărmurilor se găsesc la începutul evoluţiei lor ; ultimul episod al transgresiunii flandriene s-a produs recent (acum 2 000 de ani).

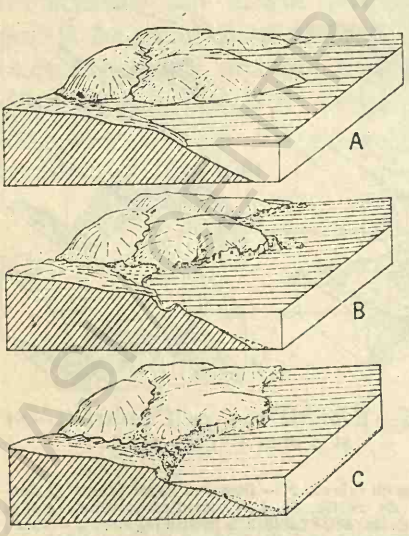


Fig. 408 — Fazele îndreptării ţărmului (după Emm. de Martonne).

Transgresiunile şi regresiunile destul de dese, cel puţin în ultima perioadă

geologică, impun urmărirea liniei de țărm și a evoluției litoralului în general, în trei situații : cînd marea este cu tendință de transgresiune (țărm submers), cînd marea este cu tendință de regresiune (țărm emers) și cînd nivelul apelor staționează pentru mult timp (țărm neutru).

Țărmul submers se caracterizează printr-un atac puternic al apei marine asupra falezei, atac susținut tocmai de tendința transgresivă a mării. Nivelul apei este în continuă ridicare și firida falezei se regenerează permanent. Faleza se retrage destul de repede, platforma de abraziune căpătînd extinderi tot mai mari. Unii cercetători admit chiar că cele mai perfecte peneplene ale globului s-au format prin abraziunea activă din timpul transgresiunilor marine. În înaintarea sa, apa mării pătrunde foarte adînc pe văi, iar țărmul capătă contururi dintre cele mai festonate. Înaintarea mării pe continent nu se face însă la infinit ; ea se oprește o dată cu încetarea cauzei ce a produs-o, sau atunci cînd linia de țărm a atins un lanț muntos. În ambele situații, abraziunea și acumularea încep acțiunea de îndreptare a țărmului (fig. 409).

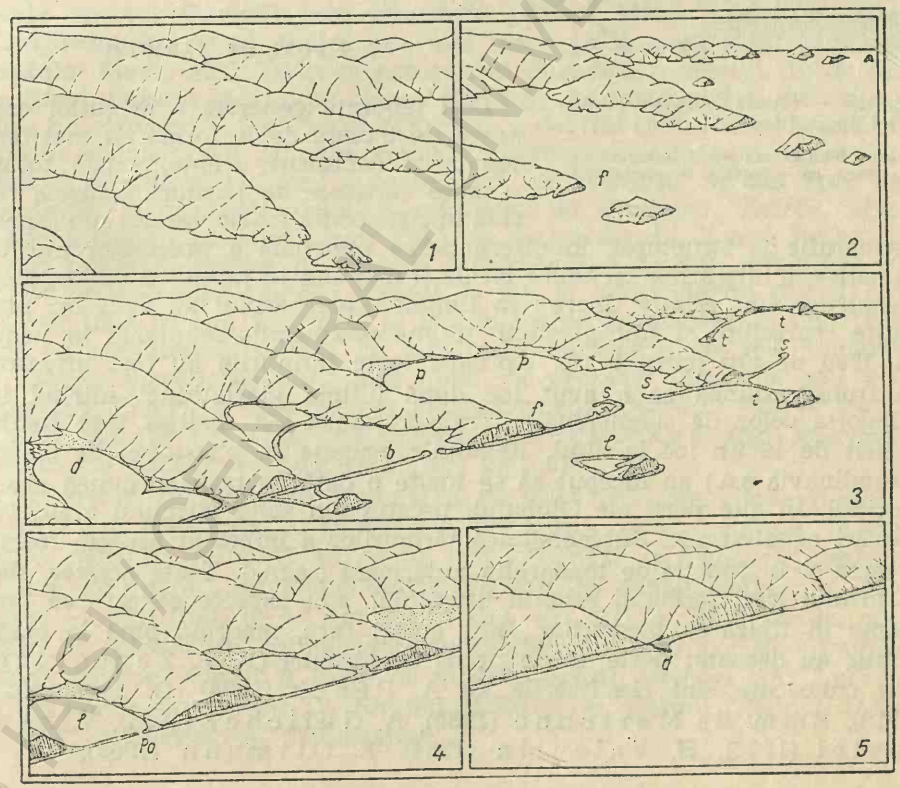


Fig. 409 — Fazele evoluției țărmului submers (după, A. Strahler):

1 — inițial; *2* — *3* tinerețe; *4* — *5* maturitate; *t* — tombolo, *s* — săgeată, *f* — faleză, *b* — bară, *p* — plajă, *l* — lagună, *po* — portiță, *d* — deltă.

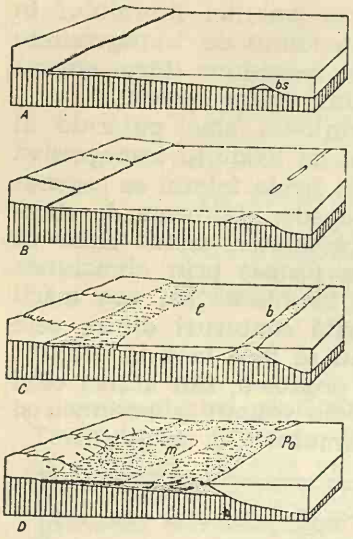


Fig. 410 — Fazele evoluţiei ţărmului emers (după, E. Raisz);
bs — bară submarină, *l* — lagună, *b* — bară, *po* — portiţă, *m* — mlaştină.

Ţărmul emers ia naştere la regresiuni şi se caracterizează printr-un contur regulat şi plaje foarte extinse. Motivul este acela că, de sub apa mării iese la zi o parte din platforma de abraziune, care este foarte netedă. Cînd regresiunea încetează, linia de ţărm se stabilizează, valurile marine creează prin acumulări un cordon litoral în spatele căruia se instalează lagune şi mlaştini (fig. 410).

Ţărmul neutru este cel la care nivelul mării a staţionat mult timp şi a ajuns la o îndreptare a conturului. Toate ieşindurile au fost erodate mult şi unite între ele prin cordoane, în spatele cărora se găsesc lagune.

7. TIPURI DE ŢĂRMURI

Deşi tendinţa generală a evoluţiei este aceea de trecere de la forme cît mai festonate la contururi drepte, există totuşi o mare varietate de ţărmuri. Cauzele rezidă în compoziţia foarte variată sub aspect petrografic şi structural, în diferenţierea regională a proceselor morfoclimatice, a mişcărilor tectonice locale şi mai ales în faptul că majoritatea ţărmurilor sînt relativ tinere ; în timpul cuaternarului au avut loc mai multe regresiuni şi transgresiuni, ultima producîndu-se numai în urmă cu 2000 de ani (circa 5 m). Aproape toate ţărmurile au fost invadate de transgresiunea ce a avut loc după ultima glaciaţiune[1] intrînd în categoria celor de submersiune. Transgresiunea s-a realizat însă foarte diferit de la un loc la altul. Regiunile ocupate în pleistocen de calote (Scandinavia ş.a.) au început să se înalţe o dată cu transgresiunea postglaciară. În alte părţi ale Globului, uscatul din zona ţărmului a suferit mişcări negative etc. Submersiunea ţărmurilor a îmbrăcat aspecte foarte diverse şi în funcţie de topografia anterioară ş.a.m.d. Toate acestea, dar în primul rînd forma şi relieful litoralului sînt aspecte de care se ţine seama în tipizarea ţărmurilor. Sînt autori care, mergînd pînă la amănunte, au deosebit peste 40 de tipuri de ţărmuri (V. P. Zencovici). Mai cunoscute sînt clasificările lui A. Penck (1894), D. Johnson (1919), Emm. de Martonne (1935), A. Guilcher (1954), V. Zencovici (1962), H. Valentin (1954), F. Ottmann (1965).

[1] Majoritatea cercetătorilor admit că nivelul oceanului, în timpul glaciaţiunii Würm era cu 80 m mai jos decît cel actual.

În general, ţărmurile pot fi împărţite în două mari grupe — ţărmuri joase şi ţărmuri înalte, fiecare subdivizîndu-se în tipuri şi subtipuri.

a) *Ţărmurile joase* au un contur drept şi mărginesc cîmpii aluviale extinse. Prelungirea lor submersă se face prin platforme continentale dezvoltate. Activitatea largă a mareelor dă posibilitatea evidenţierii tuturor treptelor de plajă şi a microformelor specifice. Falezele lipsesc sau sînt slab conturate. Continuitatea reliefului terestru în sectorul submers este atît de înlănţuită încît vechile albii ale fluviilor se pot încă recunoaşte (în Marea Nordului, Marea Mînecii, Marea Adriatică, partea de NV a Mării Negre etc.). Unde panta este foarte mică, acţiunea valurilor se va exercita la oarecare distanţă de linia propriu-zisă a ţărmului, creînd în special bancuri şi cordoane litorale care vor închide suprafeţe acvatice mari, transformîndu-le în lagune.

Se deosebesc cîteva tipuri de ţărmuri joase. Ţărmul cu lido[1] sau cu cordoane litorale, este cel mai răspîndit, fiind întîlnit atît în regiunile cu tendinţă de submersiune cît şi în cele de emersiune dar unde aportul fluviatil este abundent (NV-ul Mării Adriatice, cîmpia Languedocului, estul Indiei, cea mai mare parte a ţărmului din jurul golfului Mexic etc.). Datorită extensiunii deosebite a acestui tip de ţărm în jurul golfului Mexic (pe circa 2 500 km), este cunoscut şi sub numele de „tip mexican". Caracterul principal e dat de cordoanele de nisip ce închid complet sau aproape complet numeroase lagune cu dimensiuni uneori de cîteva zeci sau sute de km², de conturul regulat spre care se tinde, de prezenţa deltelor, estuarelor şi limanelor. Există regiuni unde trăsătura principală este dată de sectoarele de limane formate în urma inundării gurilor de vărsare a rîurilor şi a barării „pîlniilor" prin săgeţi litorale (de exemplu, ţărmul de NV al Mării Negre) (fig. 411, *a*). Aceste ţărmuri sînt frecvente la mările lipsite de maree sau unde acestea au amplitudine redusă. În alte părţi, caracterul cel mai important e dat de dezvoltarea unei largi delte, de prezenţa lagunelor sau a estuarelor. Pentru acestea se pot folosi termeni adecvaţi : ţărm cu lagune, ţărm cu limane, ţărm cu estuare (tip Maryland), ţărm cu delte şi lagune (fig. 411, *a*).

La mările cu platforme extinse şi de mică adîncime, unde fluxul şi refluxul se manifestă cu intensitate, iar rîurile aduc materiale în cantităţi mari, se dezvoltă un ţărm mai complex, cu bancuri, cordoane, insule, ce apără suprafeţele dintre ele care în timpul refluxului devin uscat — este tipul de ţărm watt (fig. 411, *b*). În urma barării canalelor şi consolidării cordoanelor, suprafeţele ce erau periodic inundate devin emerse, putînd fi luate în cultură. Aceste ţărmuri sînt frecvente între gurile de vărsare ale Rinului şi Elbei, în dreptul Olandei, R.D.G. şi R.F. a Germaniei, Danemarcei.

[1] „Lido" este termen italian, folosit pentru cordoanele de nisip ; corespunde în germană cu „Nehrung", în franceză „poulier", în engleză „maffshore bar".

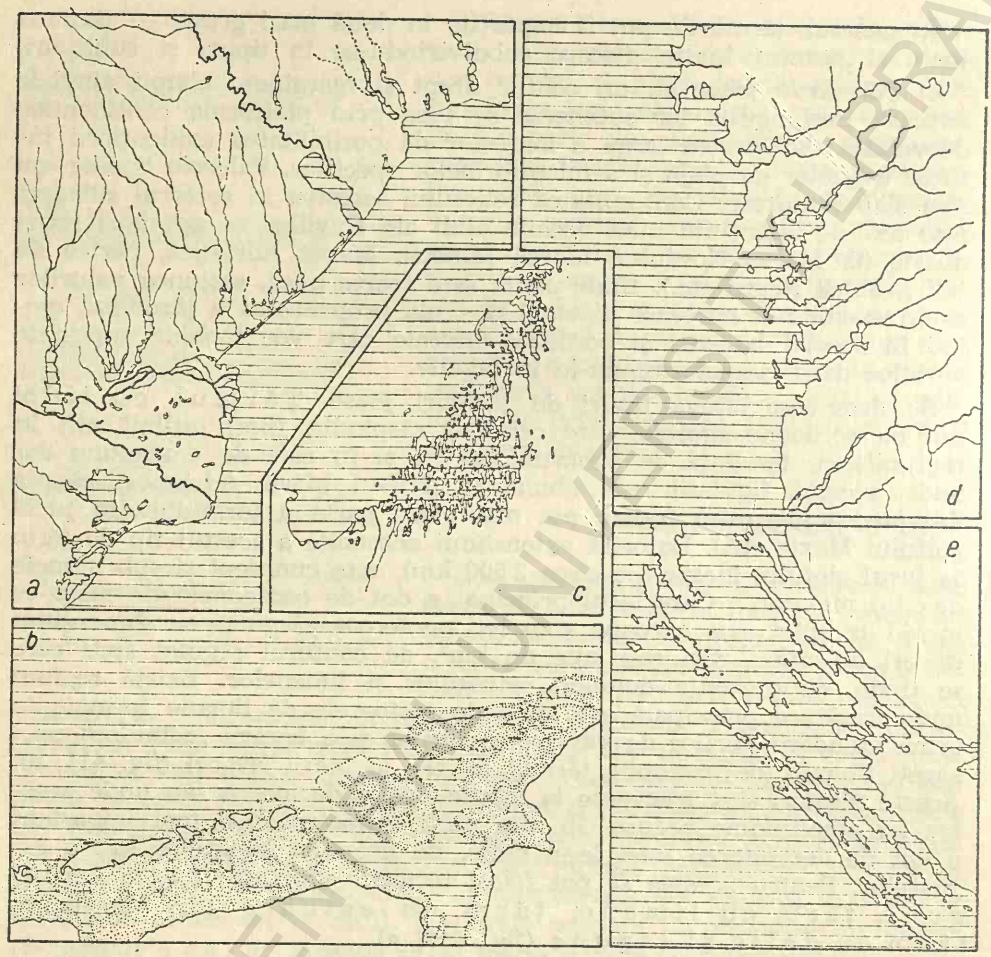


Fig. 411 — Tipuri de țărmuri:

a — țărm cu limane, lagune și deltă (NV Mării Negre); *b* — țărm watt; *c* — țărm aralian; *d* — țărm riass; *e* — țărm dalmatic.

Tot în această grupă a țărmurilor joase se include și țărmul aralian, descris de L. S. Berg (1908) la Marea Aral și care apare în urma inundării unor regiuni joase cu relief eolian ; micile depresiuni se transformă în golfuri, iar dunele în insule și peninsule (fig. 411, c) ; specifică lor este evoluția rapidă a formelor în timpul furtunilor.

Regiunile joase — acoperite în pleistocen de masa de gheață a calotelor glaciare nordice și pe care s-a dezvoltat un relief de acumulare morenaic — prin inundare de către apele mării și ulterior prin exon-

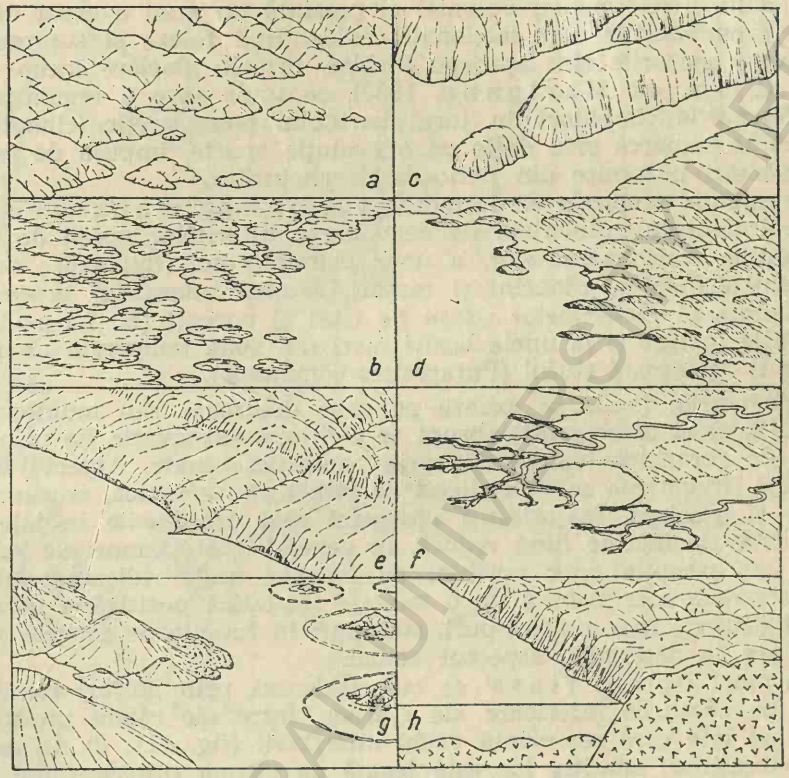


Fig. 412 — Tipuri de ţărmuri după, A. Strahler:
a — ţărm înalt submers; *b* — ţărm jos, submers; *c* — ţărm cu fiorduri; *d* — ţărm cu skjars; *e* — ţărm emers cu terasă; *f* — ţărm neutru, cu delte; *g* — ţărm cu insule vulcanice şi recife de coralii; *h* — ţărm tectonic.

darea treptată în urma mişcărilor izostatice pozitive, dau o morfologie litorală aparte, cu aspecte diferite în funcţie de tipul de forme glaciare predominant. D. W. Johnson a prezentat o situaţie de acest gen pe coasta nord-estică a S.U.A. (Noua Anglie), arătînd că morenele frontale paralele au închis lagune, drumlinele din faţa Bostonului au format insule şi peninsule (fig. 412, *d*), iar eskerurile evidenţiază proeminenţe. Situaţii asemănătoare sînt indicate în nordul Labradorului, în jurul golfului Botnic (Suedia şi Finlanda), în nordul Poloniei, Germaniei şi Danemarcei. Aceste ţărmuri cu forme glaciare poartă numele de ţărm cu skjärs[1] sau, datorită frecvenţei mari pe coastele Finlandei, ţărm de tip finlandez. Caracteristicile principale îi sînt date de numărul foarte mare de insule, peninsule şi golfuri foarte neregulate. În

[1] Skjars — denumire suedeză pentru cîmpiile glaciare litorale (un amestec de insule, canale, bălţi etc.).

sudul Balticei (Germania, Polonia) el prezintă un grad avansat de evoluţie ; promontoriile sînt secţionate, evidenţiind faleze şi suprafeţe de abraziune, golfurile sînt aproape închise, urmele glaciare încep să fie şterse (Emm. de Martonne, 1958), se tinde spre o regularizare a lor. Ţărmurile cîmpiilor din jurul bazinului polar arctic (climat periglaciar) se remarcă prin delte cu o evoluţie aparte, impusă de regimul de revărsări puternice din perioada dezgheţurilor.

În regiunile tropicale se formează ţărmul cu mangrove a cărui evoluţie este influenţată de dezvoltarea diferitelor specii de plante din familia Rhisophoraceelor, a unor palmieri etc. (fig. 413) ; datorită bogatului sistem de rădăcini şi ramuri, acestea intensifică procesul de sedimentare al materialelor aduse de rîuri şi curenţi (K. Leontiev). La mările închise şi la unele lacuri mari din zona temperată un proces analog îl desfăşoară stuful (Phragmites communis).

b) *Ţărmurile înalte* se axează pe zone deluroase sau muntoase (figura 412, *a*) al căror profil abrupt se continuă subacvatic fie prin platforme de abraziune înguste, fie prin pante accentuate. Aspectul lor de amănunt (fragmentarea) este dictat de structură, tectonică, eroziune fluviatilă şi glaciară. Majoritatea păstrează încă trăsăturile iniţiale, formele derivate marine fiind reduse. În general, sînt ţărmuri de submersiune, cu excepţia unor porţiuni cu fiorduri unde ridicarea eustatică postglaciară a fost însoţită de o mişcare izostatică pozitivă a uscatului. Se pot distinge mai multe tipuri, subtipuri în funcţie de cauzele şi factorii care le determină aspectul actual.

Ţărmul de tip riass[1] se caracterizează prin golfuri ramificate, axate pe cursurile inferioare ale rîurilor. Între ele rămîn promontorii mult mai late care reprezintă vechi interfluvii (fig. 411, *d*). În majoritatea situaţiilor, apariţia lor este legată de ultima transgresiune (flandriană) care a înecat văile adîncite în unele masive vechi sau podişuri cu structură tabulară. Originea fluviatilă a golfuleţelor este evidenţiată de prezenţa meandrelor încătuşate, de ramificarea lor (fiecare articulaţie corespunzînd unui afluent înecat), de prelungirea golfurilor prin albii submarine şi de versanţi abrupţi. Prin evoluţie se ajunge la modelarea promontoriilor şi apariţia bancurilor şi cordoanelor de nisip sau pietriş, ce închid golfuleţele, transformîndu-le în lagune.

Acest tip este dezvoltat în peninsula Bretagne, în nordul Spaniei (Galicia) ; în Istria riassul este dat de văi de tip conion tăiate în calcare. În Provence golfuleţele de tip riass tăiate în calcare se numesc calanques[2]. Pe ţărmurile Mării Roşii se întîlneşte o varietate de riass — şermurile (exemplu, Cherm Ubhur), golfuri lungi, înguste şi adînci la intrare, meandrate, mărginite în faţă de construcţii coraligene. Ele par a fi cauzate de ueduri înecate şi de corali, iar în unele cazuri de scufundări tectonice şi corali.

[1] Riass=golfurile înguste şi ramificate din NV-ul Spaniei, rezultate prin adîncirea unor văi în masive vechi reînălţate, invadate apoi de mare.

[2] „cotlon mic de mare".

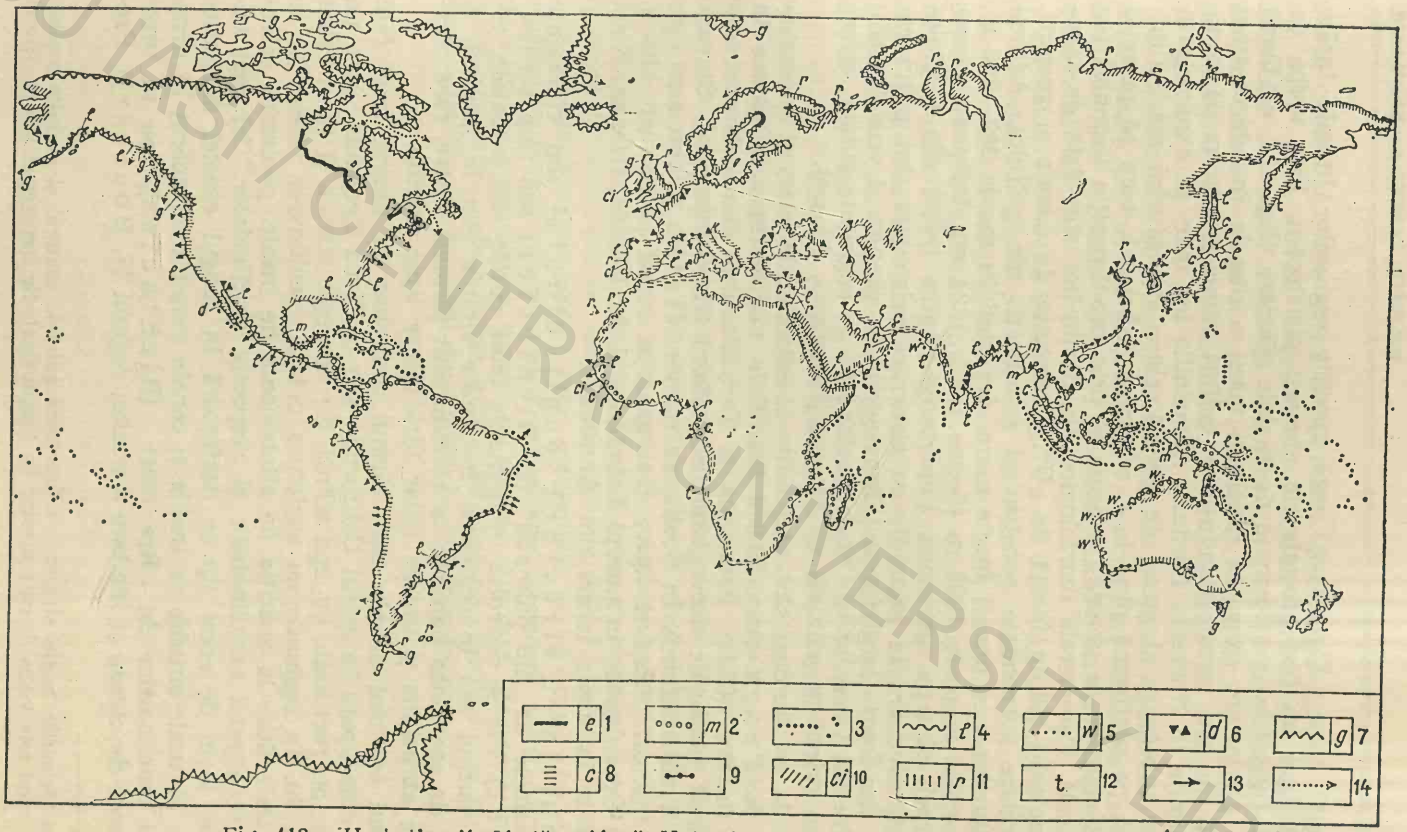


Fig. 413 — Harta tipurilor de țărm (după, H. Valentin, cu completări) de M. Ielenicz:

1 — țărm în emersie, *2* — țărm cu mangrove, *3* — țărm coraligen, *4* — țărm cu lagune, limane, *5* — țărm cu watt, *6* — țărm cu delte, *7* — țărm de eroziune și acumulare glaciară, *8* — țărm cu canale, *9* — țărm riass, *10* — țărm jos, *11* — țărm în submersie, *12* — țărm tectonic, *13* — văi fluviatile submarine, *14* — văi glaciare submarine.

BCU IAȘI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Ţărmul cu fiorduri este specific regiunilor litorale înalte (fig. 413), care au fost afectate de gheţarii pleistoceni. Este vorba de vechi văi fluviatile transformate de limbile glaciare (fig. 412, c). După dispariţia gheţarilor, ridicarea nivelului mării a dus la inundarea unei mari părţi din ele, transformîndu-le în golfuri adînci şi extrem de ramificate, numite în Norvegia fiorduri. Adîncimile lor mari se explică prin efectul de subsăpare al masei de gheaţă, chiar sub nivelul mării (limba înainta pe platformă pînă la o adîncime suficientă, care să permită plutirea blocurilor de gheaţă), precum şi prin predispoziţia tectonică (de lăsare) locală. Caracterele morfologice ale fiordurilor sînt date de topografia glaciară : văi în formă de „U", alternanţe de cuvete şi praguri, văi secundare suspendate constituind ramificaţii ale golfului. Adîncimea fiordurilor este uneori foarte mare, depăşind în medie 200—300 m, ajungînd chiar la peste 1000 m (Sogne fiord, 1224 m). Influenţa structurii şi rocii sînt de asemenea, importante pentru trăsăturile morfologice ale fiordurilor ; în regiunile cu structură orizontală sînt puţin ramificate, dar foarte largi (nordul Norvegiei) ; în granite şi cristalin sînt înguste (vestul Groenlandei, Noua Zeelandă) ; în regiunile cutate adesea prezintă o orientare paralelă cu ţărmul (Patagonia, Alasca).

Ţărmurile cu fiorduri sînt răspîndite la latitudinile mari şi însumează după A. Penck circa 30 000 km. Cele mai extinse se găsesc în America de Sud (Chile, Patagonia şi Ţara Focului) dar cele mai cunoscute sînt fiordurile norvegiene (Sognefiord, Hardangerfiord, Stavangerfiord, Trodheimfiord). În Scoţia, se numesc firths şi sînt axate pe linii de fracturi. Fiorduri tipice mai apar în sudul peninsulei Alasca, în vestul Groenlandei, în nordul Labradorului, în Islanda, Irlanda, Noua Zeelandă şi în unele locuri din Antarctica.

Ţărmurile cu structură longitudinală[1] sînt cunoscute şi sub numele de „tip dalmatic" (F. Richthofen) sau „tip pacific" (A. Penck). Ele se dezvoltă în regiunile unde cutele sînt orientate paralel cu ţărmul sau în regiunile fracturate simplu sau în grabene şi horsturi, de asemenea paralele cu ţărmul. Sînt ţărmuri tinere, fără platforme de abraziune şi uneori chiar fără faleze tipic marine.

Subtipul cel mai simplu este ţărmul dezvoltat în lungul unei falii recente, cum apare în golful Californiei sau în Noua Zeelandă ; este un ţărm abrupt, rectiliniu, cu ape adînci. Se numeşte adesea şi ţărm faliat (fig. 413, *h*). În regiunile cu structura cutată, combinarea uneori şi cu falii paralele duce la apariţia de aliniamente de insule, peninsule şi canale ce corespund anticlinalelor şi respectiv sinclinalelor. Cel mai caracteristic ţărm de acest tip se desfăşoară în lungul coastei dalmatice (fig. 411, *e*), unde şirurile de insule şi canale paralele au apărut în urma invadării sinclinalelor de către mare (Richthofen), sau în urma unui proces de cutare şi înălţare a acestei regiuni (J. Bourcart). Pre-

[1] La ţărmurile înalte structura influenţează puternic conturul şi evoluţia acestora în special cînd este vorba de cute dispuse fie longitudinal, fie transversal faţă de litoral

zenţa calcarelor, cu o reţea hidrografică slab organizată şi mai ales cu un debit solid redus favorizează păstrarea caracterelor iniţiale, spre deosebire de coasta albaneză (formată din fliş) la care abundenţa materialelor aduse de rîuri a dus la colmatarea canalelor, la unirea insulelor prin sisteme variate de cordoane, la dezvoltarea în final a unor cîmpii litorale.

O varietate de ţărm longitudinal rezultă şi prin inundarea sectoarelor joase, axate pe benzile formate din roci moi, în structura applaşiană, cînd ele sînt paralele cu linia ţărmului (D. Johnson le-a descris în nord-estul S.U.A.).

Ţărmurile cu structură transversală, numite şi ţărmuri de tip atlantic (A. Penck) sau ţărmuri cu anse[1] (Emm. de Martonne) sînt frecvente în locurile unde linia de ţărm intersectează perpendicular principalele linii structurale (cute, falii etc.). Caracteristice sînt golfurile foarte largi, arcuite, despărţite de capuri ascuţite către mare. Golfurile corespund sinclinalelor (Coasta atlantică a Marocului) sau unor compartimente coborîte, pe linii de falii perpendiculare pe ţărm (Noua Zeelandă, NV-ul Scoţiei, NE-ul S.U.A.). În Irlanda şi în vestul peninsulei Bretagne, cu o structură appalaşiană, benzile orientate transversal, au permis de asemenea apariţia acestui tip de ţărm.

Caracteristica principală a ţărmurilor transversale, o constituie evoluţia rapidă, atît a sectoarelor de golfuri, prin transformarea lor în lagune sau prin dezvoltarea deltelor (ţărmul vestic al Asiei Mici), cît şi a promontoriilor, prin formarea falezelor şi suprafeţelor de abraziune.

Ţărmul vulcanic este legat de erupţiile vulcanice (fig. 412, *g*), de insulele cu aceeaşi origine. O. Shepard distinge două situaţii: ţărmuri circulare sau cu lobi mari, lipsite iniţial de faleze, în special la vulcanii bazaltici cu conuri bine evidenţiate şi ţărmurile caldeirelor cu pereţi interni verticali. Evoluţia ulterioară a lor e în funcţie de tipul de rocă (foarte rapidă în cenuşe şi tufuri, dar mai înceată în bazalte, trahite); apar faleze, mici platforme de abraziune pe care se pot instala corali, iar în final se ajunge la distrugerea conului.

1) Anse = golf foarte mic şi arcuit.

Capitolul II

RELIEFUL SUBMARIN

Relieful submarin prezintă o serie de particularităţi ce sînt pe cale de a fi tot mai mult elucidate. Dezvoltarea tehnicii şi posibilităţile materiale a multor ţări au condus în ultimii ani, la studii ample în ce priveşte topografia fundului oceanelor. Chiar în prezent, există destule materiale pentru ca această mare parte a geomorfologiei Terrei să fie tratată mai detaliat.

Relieful submarin este creat sub influenţa factorilor tectonici (inclusiv vulcanismul), a gravitaţiei, a curenţilor submarini şi a sedimentării. Din lipsă de spaţiu nu ne vom opri decît asupra treptelor generale ce caracterizează fundul oceanelor.

1. PLATFORMA CONTINENTALĂ

Platforma continentală sau şelful, corespunde unei zone netede, dispusă în prelungirea continentelor şi care teoretic merge pînă la 200 m adîncime. În unele cazuri atinge şi 500 m adîncime. Lăţimea ei este invers proporţională cu înălţimea reliefului emers din imediata vecinătate, fiind foarte extinsă în dreptul regiunilor de cîmpie şi dealuri (Europa de NV, nordul U.R.S.S., estul Americii de Nord) şi îngustă, uneori chiar lipsind, în faţa lanţurilor montane (vestul Americilor).

Platforma continentală prezintă un relief de amănunt cu forme variate, a căror geneză este legată de cauze tectonice (insule şi peninsule reprezentînd horsturi sau anticlinale, sectoare mai adînci instalate pe grebene şi sinclinale), petrografice (martori petrografici etc.), hidrodinamice (acumulări sau şanţuri provocate de curenţi), biologice (acumulări şi construcţii) ; unele forme au chiar origine subaeriană, fiind acoperite de mare prin transgresiune.

Diversitatea de aspecte pe care le ridică, implică admiterea unei geneze complexe atît a ei cît și a formelor de relief. Începînd cu F. Richthofen, mulți autori au susținut ideea că șelful este o platformă de abraziune extinsă prin submersiune lentă. De exemplu, variațiile nivelului mării în cuaternar (glacio-eustatism) ar explica în bună parte extensiunea și adîncimea la care coboară și unde acțiunea valurilor (principal agent) este nulă. Privită evolutiv, platforma ar reprezenta un imens profil de echilibru, creat de mare pe măsura creșterii nivelului (postglaciar). Pentru alții, treptele platformei s-au format la nivelul scăzut al oceanului, în timpul regresiunilor cuaternare (F. Ottmann, 1965); J. Bourcart interpretează formarea platformei, din unele regiuni, ca rezultat al unui joc de mari flexuri continentale, produse în diferite faze separate de perioade de eroziune subaeriană. Există și cazuri cînd acumulările aduse de fluvii și mare (în special la țărmurile cu delte) pot duce la dezvoltarea unor platforme.

După modul formării, se pot separa trei tipuri de platforme continentale : unele la care tectonica are rol esențial, altele create în principal de eroziunea marină și subaeriană și platformele de acumulare.

2. TALUZUL CONTINENTAL

Taluzul continental face legătura între șelf și regiunile adînci ale oceanelor și mărilor, desfășurîndu-se aproximativ între 200 și 3 000 m adîncime (v. fig. 4). După F. P. Shepard, panta medie este de 4°17', înregistrînd valori mai mari în regiunile muntoase abrupte, cu slabă platformă continentală (15—20°) și valori mici în dreptul țărmurilor cu aport fluviatil bogat (1—1,5°). În amănunt, prezintă numeroase neregularități. La contactul cu platforma continentală are un mic abrupt bine evidențiat în rocile dure. Țărmurile cu șelf îngust și accidentat prezintă, în zona taluzului, numeroase vîrfuri ; alteori apar trepte cu caracter petrografic sau tectonic. Forma cea mai distinctă care a suscitat interesul a numeroși oameni de știință o constituie canioanele submarine (fig. 414). Prin aspectul lor se aseamănă cu văile terestre ; sînt înguste, uneori cu pereți înclinați pînă la verticală, profunde, cu sinuozități ce amintesc de meandre, cu afluenți și vaste zone de acumulare terminale asemănătoare

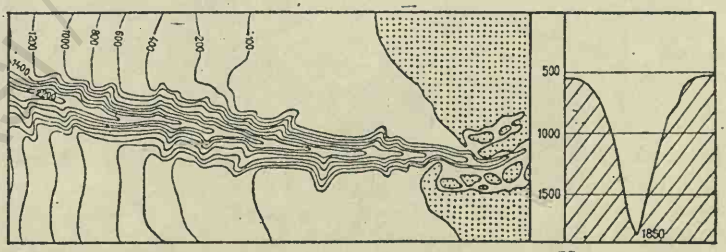
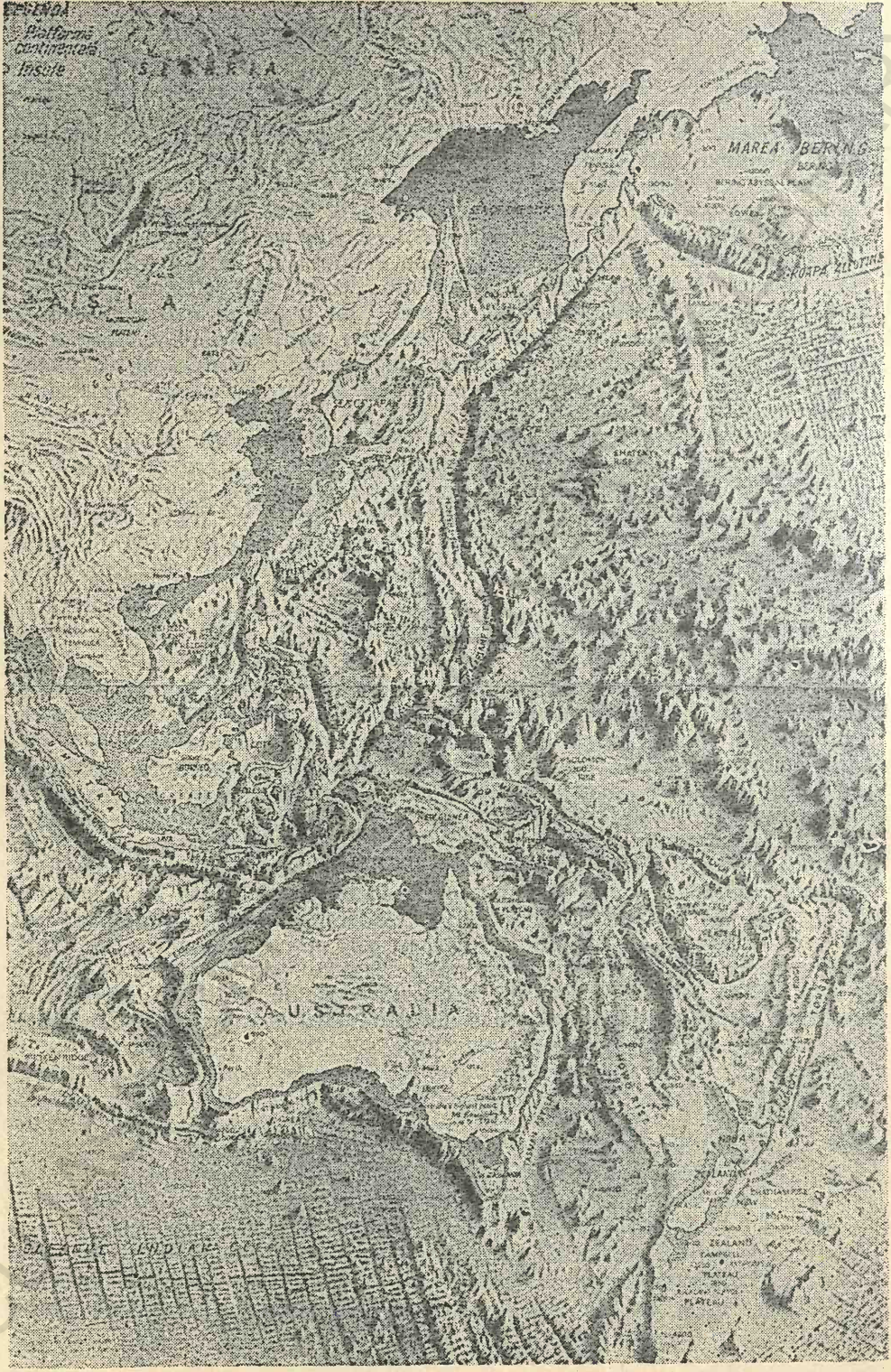


Fig. 414 — Canion submarin în vestul Africii (Congo).


Platforme continentale
Insule
SIBERIA
MAREA BERING
ASIA
AUSTRALIA
NEW ZEALAND

deltelor. Obîrşia lor, în cele mai multe situaţii, se află la minus 80—100 m pe platforma continentală, dar poate ajunge şi în imediata apropiere a ţărmului. Au aspect neregulat, atît transversal cît şi longitudinal, prezentînd numeroase rupturi de pantă, trepte litologice etc. Asupra genezei s-au emis mai multe idei. Asemănarea cu fluviile a dus la ipoteza unor văi subaeriene înecate. Alţii le consideră ca mari falii perpendiculare pe continente, rezultat al eforturilor ce duceau la deriva acestora (A. Wegener). În 1936, R. Daly şi apoi P H. Kuenen atribuie formarea lor curenţilor de noroi cu densitate mare, rezultaţi în urma topirii marilor gheţari cuaternari. J. Bourcart, plecînd de la teoria flexurii continentale (continentul se ridică, partea marină coboară ; între ele se dezvoltă linii de flexură, ce pot migra spre uscat sau mare, determinînd ingresiuni sau emersiuni), consideră că, în cazul deplasării liniilor de flexură spre uscat, fluviile înecate vor deveni canioane submarine.

3. PLATOUL OCEANIC ŞI GROPILE ABISALE

Platoul oceanic se extinde între 3000—6000 m. El ocupă cea mai mare parte a suprafeţei subacvatice. Relieful său este deosebit de variat (fig. 415), fiind format din : bazine despărţite de praguri, creste sau adevărate lanţuri muntoase. Marile ansambluri muntoase poartă denumirea de dorsale (dorsala Atlanticului). Foarte adesea se întîlnesc adevărate platouri. Toate aceste forme mari sînt presărate cu vulcani, vîrfuri denumite gaioţi atunci cînd sînt aplatizate (se presupune că au fost aplatizate prin abraziune şi ulterior s-au scufundat lent pînă la 900—1800 m), grabene etc.

Gropile abisale ocupă suprafeţe restrînse, avînd însă cele mai mari adîncimi (6000—11 000 m) (fig. 416). Sînt situate la marginile oceanelor, în apropierea marilor înălţimi ale Globului.

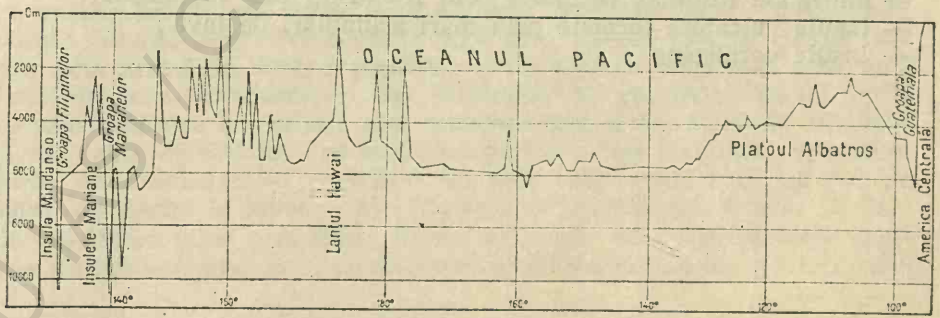


Fig. 416 — Profil în nordul Oceanului Pacific.

Capitolul III

INSULE

Insulele reprezintă uscaturi cu dimensiuni de la cîteva sute de metri pătraţi pînă la mii şi zeci de mii de km^2, înconjurate de apă. Unele se găsesc în imediata apropiere a ţărmului, reprezentînd mărturii ale extensiunii anterioare a continentelor, altele sînt la mare distanţă de ţărm, dispuse în şiruri, grupate sau izolate în cadrul bazinelor oceanice şi se datoresc erupţiilor vulcanice sau construcţiilor coraligene. După P. Birot se pot separa cîteva tipuri de insule :

— insule pe platforma continentală, cu contur foarte sinuos, mai ales la ţărmurile cu structură transversală, rezultate în urma ridicării postglaciare a nivelului mării şi inundării uscatului (Anglia) ;

— insule horsturi, al căror contur e dat de linii de falie (Sardinia) ;

— insule tectonice de mari dimensiuni, individualizate în epoci vechi prin fragmentarea unor continente (de exemplu, Madagascar şi Australia, rupte din Gondwana) ;

— ghirlande insulare, rezultate prin fracturări sau vulcanism ;

— insule vulcanice formate prin mari acumulări de lavă ;

— insule coraligene.

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

PARTEA A ŞASEA

COMPLEXUL FORMELOR ANTROPICE *

O acţiune deosebită asupra scoarţei terestre o exercită şi omul. Ea s-a manifestat mai intens de la închegarea societăţii şi s-a accelerat o dată cu dezvoltarea mijloacelor de producţie. Din punct de vedere economic, această activitate poate fi *distructivă* şi *constructivă.* Prima duce la distrugerea solului şi a scoarţei de alterare, iar cealaltă la folosirea raţională şi la crearea unor forme de relief folositoare omului. În epoca actuală, societatea dispune de mijloace nelimitate (energie electrică, energie atomică etc.) ce-i dau posibilitatea modelării unor forme de relief care să fie folosite pe scară largă, în scopuri paşnice.

Societatea umană intervine în relief prin două feluri de acţiuni : directe şi indirecte. Acţiunea directă este aceea prin care se realizează forme excavate sau construite, folositoare în mod imediat diverselor sale scopuri. Se pot cita : tunelele, terasamentele, haldele de mină etc.

Acţiunea indirectă se manifestă, în principal, prin distrugerea cuverturii vegetale a solului şi a păturii de alterare, adică a acelor tampoane care menţin un anumit sistem morfogenetic, local sau zonal, în echilibru dinamic. Scoaterea din echilibru se face prin tăierea pădurii de pe versanţi, prin aratul în lungul pantelor, prin păşunat iraţional, prin desţeleniri în zone semideşertice etc. Meteorizarea, pluviodenudarea, şiroirea, torenţialitatea şi deflaţia sînt puternic accelerate, deoarece obstacolele din calea lor sînt tot mai mult îndepărtate. Apa de ploaie nu se mai izbeşte de coronamentul copacilor, nu mai este reţinută de stratul de frunze, de stratul înierbat şi nici chiar de stratul de sol. Uneori se deschid căi libere (prin crăpături, capete de strate etc.) spre stratele argiloase, putîndu-se produce chiar alunecări şi prăbuşiri. Această e r o z i u n e,

* Unii autori folosesc termenul de antropogen.

accelerată în mod indirect de către om, a mai fost numită și eroziune antropică. Ea se exercită cu mare putere în primul rînd asupra solului, adică asupra părții celei mai fertile a scoarței de alterare. O dată cu extinderea în masă a culturilor, eroziunea solurilor, pe pantă, a căpătat proporții imense, devenind, în unele țări, o plagă națională. Ea începe printr-o spălare în suprafață (pluviodenudare) și apoi se amplifică prin ravene, ogașe, torenți și chiar solifluxiune și alunecări. Toate materialele rezultate în urma eroziunii solurilor sînt transportate, ca suspensii, de către apele curgătoare, în timpul viiturilor. Parte din ele sînt revărsate pe lunci și pe cîmpiile joase, fertilizîndu-le ; cea mai mare parte a lor se pierde totuși, ajungînd pînă la mare unde se sedimentează. Sînt citate cifre impresionante, cum ar fi circa 2 milioane tone de sedimente vărsate zilnic în mare (H. Baulig), iar A. Huxley (1949) și J. Pouquet (1961) apreciază că generație după generație a exploatat pămîntul sub o astfel de formă, că azi eroziunea solurilor a devenit problema cea mai gravă dintre toate.

Pe suprafețele netede, lipsite de pătura protectoare vegetală, solul poate fi spulberat de către vînturi, cu precădere la furtuni, cînd sînt antrenate particulele fine, lăsînd în urmă gloduri. Deflația cea mai intensă se întîlnește în zonele semideșertice și pe cele formate din argile sărate, nisipuri și loessuri. Vîntul însă poate produce distrugeri și prin invazii de nisipuri.

Eroziunea antropică este intensificată și diversificată, în funcție de o serie de factori, dintre care cei mai importanți sînt :

— panta, care cu cît este mai mare cu atît distrugerea va fi mai activă ;[1]

— tipul climatic acționează prin ploi (cînd sînt bruște și urmează după secete fac ca solul afînat să se satureze repede și să fie spălat cu ușurință etc.), prin secete (ușurează mai ales deflația), prin geruri și insolație (facilitează distrugerea coeziunii solului) ;

— sistemul și natura culturilor (exemplu, cartoful favorizează eroziunea, pe cînd lucerna o frînează ; aratul în sensul pantelor, prezența pîrloagelor, pășunatul excesiv favorizează de asemenea eroziunea).

Împotriva distrugerii solurilor se pot lua o serie de măsuri de protecție cum ar fi : folosirea unor sisteme de culturi care să protejeze solul (policulturi), aratul pe curbele de nivel, terasări, plantarea de pomi, viță de vie, sau împădurirea pe pantele mari. De asemenea, este necesar să se evite lăsarea terenurilor sub formă de pîrloagă, care distruge coeziunea solului, favorizează deflația și spălarea.

Acțiunea directă, cu caracter constructiv, a societății se manifestă activ. Omul, în îndelungata sa activitate economică, a creat, pe suprafața uscatului, o serie de forme de relief, care pot fi grupate în cîteva tipuri de peisaje geomorfologice antropice (agricol, industrial etc.).

[1] Bune pentru culturi sînt pantele de 1—5—8°, această scară fiind condiționată de natura rocilor.

Peisajul agricol se întîlnește azi aproape pe tot Globul, de la poli la ecuator, și se caracterizează prin nivelarea unor asperități mici, alteori prin terasări etc. În cadrul acestui peisaj se grăbește acțiunea de eroziune, pentru părțile mai înalte și acumularea, pentru cele mai joase. Cînd culturile se extind peste regiuni nisipoase, ele fixează formele mobile. Un tip aparte al acestui peisaj este cel de irigare, care se întîlnește mai ales în regiunile semideșertice, semiumede și de lunci. În cadrul acestuia se schimbă distribuția naturală a rețelei hidrografice, apar noi direcții de scurgere, canale, diguri, lacuri artificiale. În unele cazuri, eroziunea de adîncime, pe noile direcții de curgere, este destul de activă ; de asemenea, pe anumite porțiuni sărurile pot ieși la suprafață, prin capilaritate, formînd cruste.

Peisajul industrial a rezultat o dată cu dezvoltarea industriei. În cadrul acestei activități, prin deplasarea materialelor, se creează o serie de forme negative, cum ar fi galeriile de mine, puțurile de exploatare, excavațiile din zonele salifere etc. Depunerea materialelor excavate sau a reziduurilor dă naștere la forme pozitive de tipul movilelor și rambleelor.

Peisajul căilor de comunicație implică o serie de amenajări sub forma de terasări, pe distanțe foarte lungi, care, din loc în loc, capătă aspect ridicat față de regiunile din jur (rambleu) sau coborît (debleu). El cuprinde : șosele, căi ferate, canale de apă, tunele etc.

Peisajul așezărilor omenești, cu subtipul orașelor și al satelor, se caracterizează prin nivelarea și terasarea unor porțiuni pentru așezări sau străzi, prin canalizări, diguri, șanțuri pentru conducte, tunele pentru metrouri etc.

Peisajul de război și de apărare se caracterizează prin aliniamente de tranșee, gropi de obuze, amplasamente de tunuri etc., iar din vechime se păstrează o mulțime de movile, denumite gorgane (Bărăgan).

Cunoașterea legilor eroziunii și formării reliefului, în general, reprezintă o necesitate practică pentru societate, ca să poată folosi, în modul cel mai optim, suprafața uscatului pe care trăiește.

BIBLIOGRAFIE

Ackerman E. (1948), *Thixotropie und Fliesseigenschaften feinkörniger Böder.* Geol. Rundschau.

Aufrère L. (1931), *Le cycle morphologique des dunes.* Ann. de géogr. nr. 40, Paris.

Badea L. (1967), *Subcarpații dintre Cerna Oltețului și Gilort. Studiu de geomorfologie.* Ed. Acad. R. S. România, București.

Bagnold A. R. (1954), *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.* Londra.

Banu A. C. (1968), *Deltele lumii.* Natura, geogr.-geol., nr. 2, București.

Baulig H. (1939), *Sur les „gradins de Piemont"*, Journal of Geomorphology, nr. 2.

Baulig H. (1940), *Le profil d'équilibre des versants.* Ann. de géogr. nr. 278—279, Paris.

Baulig H. (1948), *Le problème des méandres.* Bull de la Soc. Belge, t. XVII, nr. 2.

Baulig H. (1949), *Problèmes des terasses.* Congr. Int. de Géogr. Lisabona.

Baulig H. (1950), *Essais de géomorphologie.* Strassbourg.

Baulig H. (1952, *a*), *Cycle et climat en géomorphologie.* vol. jubil. du Lab. de Géogr. de Rennes.

Baulig H. (1952, *b*), *Surfaces d'aplanissement.* Ann. de géogr. t. 61, Paris.

Baulig H. (1953),*Vallées et rivières.* Mélanges géogr. Clermont Ferrand.

Baulig H. (1956), *Pénéplaines et pédiplaines.* Bull. Soc. Belge, d'Etudes Géogr. t. XXV, nr. 1.

Băcăuanu V. (1968), *Cîmpia Moldovei.* Studiu geomorfologic. Ed. Acad. R. S. România, București.

Belousov V. V. (1954), *Osnoviie voprosu gheotektoniki.* Moscova.

Berindei I. (1965), *Dealurile piemontane din Țara Beiușului.* Studia Univ. Babeș-Bolyai, series géol.-géogr., fasc. 2, Cluj.

Birot P. (1949), *Essai sur quelques problèmes de morphologie générales.* Lisabona.

Birot P. (1955), *Les méthodes de la morphologie.* P.U.F., Paris.

Birot P. (1958), *Morphologie structurale.* P.U.F., Paris.

Birot P. (1960), *Le Cycle d'érosions sous les différents climats.* Rio de Janéiro.
Birot P. (1965), *Précis de géographie physique générale.* P.U.F. Paris.
Birot P. (1966), *Le rélief calcaire.* Les cours de Sorbonne. C.D.U. Paris.
Birot P. (1968), *Réflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau.* Sonderdruck ans Zeitschrift für Geomorphologie. Band 5, Heft 1-2-3, Berlin.
Blackwelder E. (1928), *Mudflow as a geologic agent in semi-arid mountains.* Bull. Geol. Soc. America, vol. 39.
Bleahu M., Rusu T. (1964), *The karst of Roumania — brief outloock.* Rev. roum. de géol. et géograph., série de géogr. tom. 8, Bucureşti.
Bout P. (1966), *Réponses au Questionnaire de la Commission de Géomorphologie Périglaciaire.* Biul, Perygl., t. 15, Lodz.
Brătescu C. (1936), *Criterii pentru determinarea vîrstei teraselor cuaternare.* Omagiu lui C. Kiriţescu, Bucureşti.
Brătescu C. (1937), *Asimetria văilor.* Vol. omagial închinat lui Ion Nistor, Cernăuţi.
Brătescu C. (1942), *Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinului Mării Negre în cuaternar.* Bul. soc. rom. geogr., t. LXI, Bucureşti.
Bryan K. (1936), *The formation of Pediments,* XVI-e Congr. Geol. Int. Rapports, vol. 2, Washington.
Büdel J. (1959), *The "periglacial" morphologic effects of the pleistocene climate over the entire world.* Int. Geology Review, nr. 1.
Buialov N. I. (1957), *Strukturnaia gheologhia.* Moscova.
Cailleux A., Taylor G. (1954), *Cryopédologie.* Paris.
Capot-Rey R. (1953), *Le Sahara français.* Paris.
Chardonnet J. (1955), *Traité de morphologie.* Tom. I, *Relief et structure.* P.U.F., Paris.
Charlesworth J. K. (1957), *The Quaternary era with special reference tc its glaciation.* London.
Chawner W. D. (1935), *Alluvial Fan Flooding: the Montrose. Col. Flood of 1934.* G.R., 25.
Chiriţă C. (1955), *Pedologie generală.* Ed. agro-silvică, Bucureşti.
Corbel J. (1962), *Neiges et glaciers.* Collection Armand Colin, Paris.
Coteţ P. (1956), *Piemonturile de acumulare şi importanţa studiului lor.* Probl. de geogr., vol. III, Bucureşti.
Cotton C. A. (1952), *Volcanoes as landscape forms.* London.
Cotton C. A. (1958), *Geomorphology an introduction to the study of Land forms.* London.
Cvijić J. (1960), *La géographie des terrains calcaires.* Acad. Serbe des Sciences et des Artes, t. CCCXLI, nr. 26, Beograd.
Darwin Ch. (1878), *Les récifs de corail, leur structure et leur distribution,* Paris.
David M. (1941), *Relieful Coastei Iaşilor şi problemele pe care le ridică sub raportul geomorfologic şi antropogeografic.* Lucr. Soc. „D. Cantemir", vol. III, Iaşi.
Davis W. M. (1889), *The Rivers and valleys of Pennsylvania.* Nat. G. Mag.
Davis W. M. (1899), *The Geographical cycle.* Geogr. Journ., XIV.

Davis W. M. (1904), *Complication of the geographical cycle.* Al 8-lea Congr. Int. de Geogr.

Davis W. M. (1905), *The geographical cycle in and arid climat.* Journal of Geology, t. XIII, pag. 381—407.

Davis W. M. (1912), *Die erklärende Beschreibung der Landformen.* Berlin.

Davis W. M. (1928), *The coral reef problem.* Amer. Geogr. Soc.

Davis W. M. (1930), *Rock floors in arid and humid climates.* Journal of Geol., t. XXXVIII, (ianuarie, pag. 1—27; martie pag. 136—158).

Davis W. M. (1938), *Sheetfloods and streamfloods.* Bul. Geol. Soc. Amer. 49, pag. 1337—1416.

Depéret Ch. (1906), *Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Mediterranée.* Bul. de la Soc. Geol. de France, IV, Paris.

Depéret Ch. (1923), *Les glaciations des vallées pyrénéenes françaises et leurs rélations avec les terrasses fluviales.* C.R. Ac. Sc., 176.

Derruau M. (1965), *Précis de géomorphologie.* Masson & Cie, Paris.

Desio A. (1949), *Geologia applicata all ingegneria.* Ed. Ulrica Hoepli, Milano.

Dibner V. D. (1951), *Legile de bază ale dezvoltării rețelei hidrografice și ale mecanismului peneplenizării.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr. nr. 2.

Donciu C. (1929), *Ploile torențiale din vechiul regat.* Bul. meteor. martie, București.

Donisă I. (1968), *Geomorfologia văii Bistriței.* Ed. Acad. R. S. România, București.

Dragoș V. (1957), *Deplasări de teren.* Ed. Științifică, București.

Dresch J. (1941), *Rechérches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas — le Haouz et le Sous.* Thèse. Paris.

Dresch J. (1957), *Pédiments et glacis d'érosion, pédiplaines et inselberg.* Inf. géogr., nr. 5.

Dresch J., Birot P. (1966), *Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etats-Unis.* Ann. de géogr., An LXXV, nr. 411.

Dumitrescu I. (1962), *Curs de geologie structurală.* Ed. didactică și pedagogică, București.

Dylik J. (1964), *Eléments essentiels de la notion de „periglaciaire".* Biul. perygl., nr. 14, Lodz.

Egorov V. V. (1956), *Legile generale de formare a cîmpiilor deltaice marine.* An. rom.-sov., geol.-geogr., nr. 2, București.

Flint R. F. (1957), *Glacial and pleistocene geology.* New York, Londra.

Florea N. (1963), *Curs de geografia solurilor.*, Ed. didactică și pedagogică, București.

Fourmarier P. (1947), *Les forces en actions dans la génèse du rélief tectonic.* Bull. de la Soc. Belge d'Et. Géogr., t. XVI, nr. 1—2.

Gabert P. (1965), *Quelques problèmes morphologiques des plaines occidentales du Pô et de leurs piedmonts.* Rev. de géogr. phys. et de géol. dynamique (2), vol. VII, fasc. 3, Paris.

Gârbacea V. (1956), *Piemontul Călimanilor.* St. și cercet. de geol.-geogr., Ed. Acad. R.P.R., Filiala Cluj, an. VII, nr. 1—4.

Gârbacea V. (1964), *Africa. Geografia fizică.* Ed. didactică și pedagogică, București.

Gellert J. (1961), *Der Tropenkarst in Süd-China im Rahmen der Gebirgsformung des Landes.* Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des Deutschen Geographentag in Köln, 22 bis., 26 mai.

Gilbert G. K. (1885), *The topographic features of lake shores.* U. S. Geol. Surv. Monographs., Bd. I., Washington.

Gilbert G. K. (1914), *The transportation of debris by runing water.* U. S. Geol.

Gîștescu P. (1961), *Tipuri de lacuri din R.P.R., după originea cuvetei lacustre.* Probl. de geogr., vol. VIII, București.

Grigore M., Popescu Dida, Popescu N. (1965), *Relieful crio-nival din Munții Banatului.* St. și cercet. de geol., geofiz. și geogr., seria geogr., t. 12, nr. 2, București.

Grigore M., Popescu Dida, Popescu N. (1967), *Relieful structural din zona Defileului Dunării și Munții Almăjului.* Natura, seria geogr.-geol., nr. 1, București.

Grumăzescu H. (1957), *Contribuții la cunoașterea deltelor continentale din R.P.R.* Anal. rom.-sov., geol.-geograf., nr. 3, București.

Gugiuman I. (1959), *Depresiunea Huși.* Ed. științifică, București.

Guillcher A. (1954), *Morphologie litorale et sous-marine.* Paris.

Gvozdețki N. A. (1954), *Karst.* Geografghiz, Moscova.

Hamelin L., Cook Fr. (1967), *Le périglaciaire par l'image.* Quebec.

Hîrjoabă I. (1968), *Relieful colinelor Tutovei.* Ed. Acad. R. S. România, București.

Hőgbom B. (1914), *Über die geologische Betendung des Frostes.* Geol. Inst. Bull, 12.

Iancu M. (1956), *Cîmpia piemontană Săcele din Depresiunea Bîrsei. Studiu geomorfologic.* Probl. de geogr., vol. III, București.

Iancu M., Velcea Valeria (1968), *Sisteme de interfluvii în Carpați.* Anal. Univ. București, seria șt. nat., geol.-geogr., an. XVII, nr. 2.

Iancu Silvia (1962), *Considerații asupra formării circurilor glaciare în trepte.* Probl. de geogr., vol. X, București.

Ielenicz M. (1970), *Zonele cu alunecări de teren din România.* Terra, nr. 1.

Ilie I. (1966), *Kras i klastokras Rumunije.* Zemlia i liudi. Srbsko geogr. druștvo, sv. 16, Beograd.

Ilie I. (1968), *Asupra genezei unor forme endocarstice.* Com. de geogr. S.S.G., vol. VI, București.

Ilie I. (1970), *Geomorfologia carstului.* Centrul de multiplicare, Universitatea București.

Iovanovici P. S. (1940), *Les profils fluviatiles en long, leurs formes et leur genése.* Paris.

Ives R. L. (1936). *Desert floods in the Sonoyta Valley.* Americ. Journ. Sc., 5 th. ser. 32.

Jahn A. (1954), *Denudacyjny bilans stoku.* Czasopisma Geogr., nr. 1—2, t. 25.

Jimenez A. N. (1967), *Poznamku o krasu na Kube.* Acta Univ. Carolinae geografica, nr. 2, Praga.

Jirov N. F. (1967), *Atlantida.* Ed. științifică, București.

Johannsson C. E. (1963), *Orientation of pebbles in running water.* A laboratory study. Geogr. A., XLV, nr. 2—3, Upsala.

Johnson D. W. (1932), *Rock planes of arid regions.* G.R. 22, pag. 656—665.
Johnston W. (1919), *Shore processes and shorelline development.* New York.
Johnston W. (1938), *Origin of submarine canyons.* Journ. of Geomorphology, 1.
Joly F. (1952), *Érosion en surface et érosion linéaire dans le modèle prédésertique.* Vol. jub. Emm. de Martonne. Rennes.
Joly F. (1957), *Les milieux arides, définition, extension.* Notes marocaines, nr. 8.
Josan N. (1969), *Relieful structural dintre Trinava Mare și Tîrnava Mică.* Lucrări științifice, nr. 3, Inst. ped., Oradea.
Kalesnic S. V. (1959), *Bazele geografiei fizice generale. Ed. științifică,* București.
Katterfeld G. N. (1962), *Lik zemli i ego proishojdenie.* Moscova.
Kesseli J. E. (1940), *The concept of the gradet river.* Journ. of Geol. 49, S.U.A.
King L. C. (1953), *South African scenery.* Edinburg-Londra.
King L. C. (1953), *Canons of landscape evolution.* Bull. geol. Soc. America t. 64, nr. 7.
Klimaszewski M. (1963), *Geomorfologia ogolna.* Varșovia.
Lawson A. C. (1913), *The petrographic designation of alluvial fan formation.* Univ. of California. Bull. Dep. Geol.
Lehmann O. (1932), *Hidrographie des Karstes.* Encyclopedie der Erdkunde, hg. von O. Kende, Leipzig, Viena.
Leontiev O. K. (1955), *Gheomorfologhia morskih beregov i dna.* Moscova.
Leuzinger V. R. (1948), *Controversias geomorphologicas.* Rio-de-Janeiro.
Longwell R. Ch., Flint F. R., Sanders E. J. (1969), *Physical Geology.* New York, Londra.
Louis H. (1968), *Allgemeine Geomorphologie.* Lehrbuch der Allgemeinen Geographie ; Band I, Ed. Walter de Gruyter, Berlin.
Lupu Silvia (1967), *Relieful structural din Depresiunea Petroșani.* Anal. Univ. București, seria șt. nat., geol.-geogr., an. XVI, nr. 2.
Mac Gee W. J. (1897), *Sheet flood erosion.* Bull. Soc. Geol. America, vol. 8, pag. 87—112.
Mackin J. H. (1948), *Concept of the gradet river.* Bull. Soc. Geol. America 59, S.U.A.
Markov K. K. (1948), *Osnovniie problemi gheomorfologhii.* Moscova.
Markov K. K., Lazukov, G. I., Nikolaev, V. A. (1965), *Cetverticinii period (Lednikovii period — Antrophoghenovii period),* Tom. II, Izd. Mosk. Univ.
Martel E. A. (1921), *Nouveau traité des eaux souterraines.* Paris.
Martiniuc C. (1954), *Pantele deluviale. Contribuții la studiul degradărilor de teren.* Probl. de geogr. t. I, București.
Martiniuc C. (1954), *Geomorfologia degradărilor de teren din bazinul Tutovei.* Dări de seamă ale Com. Geol., vol. XXXVIII, București.
Martiniuc C. (1956), *Cercetări geomorfologice în regiunea Baia — Suceava.* Ann. Sc. Univ. Al. I. Cuza, secția II, t. II, Iași.
Martiniuc C., Băcăuanu V. (1961), *Porniturile de teren și modul cum pot fi prevenite sau stabilizate.* Natura, nr. 4, București.
Martonne Emm. de (1903), *Le période glaciaire dans les Karpates Méridionales.* Comp. rend. Congr. geol. Int., Viena.

Martonne Emm. de (1931), *À propos de l'emploi du mot piedmont.* C.R. Cong. Int. Geogr., t. II, fasc. 1.

Martonne Emm. de (1948), *Traité de géographie physique.* Paris.

Masseport J. (1964), *Considérations sur les glacis d'érosion nord-méditerranéens.* Rev. Géogr. alpine, nr. 1.

Mehedinți S. (1931), *Terra.* București.

Meigs P. (1952), *Arid and semi-arid climatic types of the world.* Proc. XVII th Intern. Geogr. Congr., Washington.

Mesceriacov I. P. (1968), *Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique.* Ann. de géogr., nr. 420, Paris.

Mihăilescu V. (1939), *Porniturile de teren și clasificarea lor.* Rev. geogr. rom., an. II, fasc. 2—3, București.

Mihăilescu V. (1947), *Asupra teraselor morfologice.* Vol. „Cursuri" 1945—1946, I.C.G.R., București.

Mihăilescu V. (1957), *Piemonturile.* Com. Acad. R.P.R., t. VII, nr. 1, București.

Millot G. (1963), *Géologie des argiles,* Ed. Masson, Paris.

Morariu T. (1940), *Contribuțiuni la glaciațiunea din Munții Rodnei.* Rev. geogr. rom., an III, fasc. 1, București.

Morariu T. (1946), *Cîteva considerațiuni geomorfologice asupra crovurilor din Banat.* Rev. geogr. rom., fasc. I—IV, București.

Morariu T. (1959), *Fenomene periglaciare în R. P. România în stadiul actual de cercetare.* Studia Univ. Babeș-Bolyai, ser. geol.-geogr., fasc. 1, Cluj.

Morariu T. (1963), *Metode de cercetare geomorfologică aplicate în Carpații românești.* Natura. geogr.-geol., nr. 6 București.

Morariu T., Gîrbacea V. (1968), *Déplacements massifs de terrain de glimée en Roumanie.* Rev. roum. de géol., géogr., géoph., série de géographie, t. 12, nr. 1—2, București.

Nansen F. (1922), *The Strandflot and isostasy.* Videnskapsselskapets Skrifter I., Mat. natury. Kl., 1921, nr. 11, Christiania.

Naum Tr. (1964), *Morfostructura Țării Dornelor.* Anal. Univ. București, seria șt. nat., geol.-geogr., an. XIII, nr. 2.

Naum Tr., Butnariu E., Giurăscu M. (1962), *Vulcanokarstul din Masivul Calimanului (Carpații Orientali).* Anal. Univ. București, seria șt. nat., geol.-geogr., nr. XI, nr. 32.

Niculescu Gh. (1965), *Masivul Godeanu. Studiu geomorfologic.* Ed. Acad. R.P.R., București.

Nikolaev N. I. (1957), *Categoriile formelor de relief și rolul factorului tectonic în dezvoltarea lor.* Analele rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 2, București.

Ottmann F. (1965), *Introduction à la géologie marine et littorale.* Paris.

Paraschiv D. (1965), *Piemontul Cîndești.* St. tehn. și econom., seria H, nr. 2, București.

Pardé M. (1949), *Sur les régimes fluviaux méditerranéens.* Congr. Inst. Geogr., Lisabona.

Passarge S. (1904), *Die Kalahari, versuch einer physischgeographischen Darstellung der Sandfelder des Sudafrikanischen Beckens.* Berlin.

Peahă M. (1965), *Vulcanii noroioşi din România.* St. şi cercet. de geol., geofiz., geogr., seria geogr., t. XII, nr. 2, Bucureşti.

Peltier L. C. (1950), *The geographic cycle in periglacial regions as it is relatad to climatic geomorphology.* A.A.A.G., 40.

Penck A., Bruckner E. (1901—1909), *Die Alpen im Eiszeitalter.* 3 Bande, Leipzig.

Penck W. (1924), *Die Morphologische Analyse.* Stuttgart.

Pissart A. (1963), *Les traces de „pingos", du Pays de Galles (Grande Bretagne) et du Plateau des Hautes Fagnes* (Belgique). Zeitschrift für Geomorphologie — Neue Folge Band 7, Heft 2, Berlin.

Pişota I. (1968), *Lacurile glaciare din Munţii Rodnei,* Anal. Univ. Bucureşti, seria şt. nat., geol.-geogr., an, XVII, nr. 2.

Pop Gh. (1964), *Importance of the Periodically Wet Tropical Paleoclimates in the Genesis of Some Levellend Surfaces in the Apuseni Mountains.* Rev. roum. géogr., t. VIII, Bucureşti.

Pop Gh. (1966), *Influenţa structurilor şi mişcărilor neotectonice asupra genezei bazinelor lacustre din Cimpia Transilvaniei.* Studia Univ. Babeş-Bolyai, ser. geol.-geogr., fasc. 2, Cluj.

Popescu N. (1966), *Depresiunea Ogradena-Bahna. Observaţii geomorfologice.* Anal. Univ. Bucureşti, ser. şt. nat., geol.-geogr., an. XV, nr. 1.

Popov A. I. (1956), *Le thermokarst.* Biul. Perygl., nr. 4, Lodz.

Popp N. (1947), *Raporturi geografice intre formă, rocă şi structură.* Vol. Cursuri (1945-1946), I.C.G.R., Bucureşti.

Posea Gr. (1953), *Terasele fluviatile şi problemele practice legate de ele.* Natura, nr. 4, Bucureşti.

Posea Gr. (1957), *Evoluţia reţelei hidrografice din Depresiunea Chiuzbaia.* Probl. de geogr. vol. V., Bucureşti.

Posea Gr. (1959), *Piemonturile din Ţara Lăpuşului.* Probl. de geogr., vol. VI, Bucureşti.

Posea Gr. (1961), *Profilul periglaciar de la Floreşti.* Com. Acad. R.P.R., t. II, nr. 1, Bucureşti.

Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului.* Ed. ştiinţifică, Bucureşti.

Posea Gr. (1963), *Relieful de cuestă din apropierea Clujului.* Com. geogr., S.S.N.G., vol. II, Bucureşti.

Posea Gr. (1963), *Folosirea practică a reliefului de cuestă din zona Capuş-Cluj.* Probl. de geogr., vol. IX, Bucureşti.

Posea Gr. (1967), *Antecedenţă şi captare la văile transversale carpatice.* Lucr. ştiinţ., nr. 1, Inst. ped. Oradea.

Posea Gr. (1968, *a*), *Sur la présence des glacis en Roumanie.* Rev. roum. géol., géoph., géogr., série géographie, t. 12, nr. 1—2, Bucureşti.

Posea Gr. (1968, *b*), *Glacisurile şi unele aspecte din România.* Anal. Univ., Bucureşti, seria şt. nat., geol.-geogr., an. XVII, nr. 1.

Posea Gr. (1969, *a*), *Asupra suprafețelor și nivelelor morfologice din SV Transilvaniei.* Lucr. științ., nr. 3, Inst. ped. Oradea.

Posea Gr. (1969, *b*), *Dinamica albiei și văii rîului Buzău în zona muntoasă.* Hidrotehnica, gospodărirea apelor, meteorologia, nr. 5, București.

Posea Gr., Badea L. (1953), *Torentul noroios de la Chirlești.* Natura, nr. 6, București.

Posea Gr., Grigore M., Popescu N. (1963), *Observații geomorfologice asupra defileului Dunării.* Anal. Univ. București, seria șt. nat., geol.-geogr., an. XII, nr. 37.

Posea Gr., Popescu N. (1964), *Harta geomorfologică generală.* Anal. Univ. București, seria șt. nat., geol.-geogr., an. XIII, nr. 1.

Posea Gr., Popescu N. (1967), *Importanța hărții geomorfologice în amenajări teritoriale.* Studia Univ. Babeș-Bolyai, séries géol.-géogr., fasc. 2, Cluj.

Posea Gr., Ielenicz M., Popescu N. (1969), *La carte des unités périglaciaires de Roumanie.* Studia geomorfologica Carpatho-Balcanica,, II, Krakow.

Posea Gr., Ilie I., Grigore M., Popescu N., Ielenicz M. (1969), *Probleme de geomorfologia României,* vol. I, litogr. Universității București.

Posea Gr., Velcea Valeria, Cojocaru D. (1963), *Geomorfologie.* Ed. didactică și pedagogică, București.

Posea Gr., Velcea Valeria (1964), *The piemonts as a stage in the denudation of the Romanian Carpathians.* Rev. roum. géogr., t. 8, București.

Pouquet J. (1961), *L'érosion des sols.* Paris.

Rădulescu D. (1965), *Petrografia rocilor sedimentare.* Ed. didactică și pedagogică, București.

Rădulescu I. (1956), *Observații geomorfologice în cîmpia piemontană Pitești.* Anal. Șt., Univ., București, nr. 10.

Rădulescu N. Al. (1941), *Cercetări în Moldova de sud asupra cutremurului din 10.XI.1940.* Rev. geogr. rom., an. III, nr. 1—3, București.

Rădulescu N. Al. (1959), *Răspîndirea alunecărilor de teren în R.P.R.* Probl. de geogr., vol. VI, București.

Rădulescu N. Al. (1968), *Caractères physico-géographiques, fixation et mise en valeur actuelle des dunes de Roumanie.* Rev. roum. de géol., geoph., géogr., série de géogr., t. 12, nr. 1—2, București.

Răileanu Gr., Pauliuc S. (1969), *Geologie generală.* Ed. didactică și pedagogică, București.

Richthofen F. (1886), *Führer für Forschungsreisende. Aleitung zu Beobachtungen über Gegenstände der physischen Geographie und Geologie.* Berlin.

Rittmann A. (1967), *Vulcanii și activitatea lor.* Ed. tehnică, București.

Romanovski N. N. (1960), *Veneering frost structures.* Biul. Perygl., nr. 7, Lodz.

Romanovsky V., Francis-Boeuf C., Bourcart J. (1953), *La Mer*. Paris.

Roșu Al. (1967), *Subcarpații Olteniei dintre Motru și Gilort. Studiu geomorfologic*. Ed. Acad. R. S. România, București.

Rothé J. (1948), *Séismes et volcans*. Paris.

Rougerie G. (1960), *Le façonnement actuel de modèles en Côte d'Ivoire forestiers*. IFAN, Paris.

Saulea Emilia (1967), *Geologie istorică*. Ed. didactică și pedagogică. București.

Savarenski, F. P. (1939), *Smeșcenie zemlianih mass*. Leningrad-Moscova.

Savu Al. (1965), *Terasele Someșului între Dej și Jibou*. Studia Univ. Babeș-Bolyai, seria geol.-geogr., fasc. 2, Cluj.

Savu Al. (1966), *Platoul vulcanic Izvoarele. Observații geomorfologice*. Studia Univ. Babeș-Bolyai, Seria geol.-geogr., fasc. 2, Cluj.

Săndulache Al. (1968), *Contribuții la studiul lacurilor dulci din Cîmpia Transilvaniei*. Lucr. științ., Inst. ped. Oradea, nr. 2.

Scheidegger A. E. (1961), *Theoretical Geomorphology*. Göttingen, Berlin.

Sciukin I. S. (1960), *Mesto gheomorfologhii v sisteme prirodnih nauk i eio sviazi s kompleksnoi fiziceskoi geoghrafiei*. Vestnik Mosk. Univ., nr. 1.

Șciukin I. S. (1964), *Obșciaia ghemorfologhia*. Moscova.

Shepart F. (1948), *Submarine Geology*. New-York.

Sion J. (1929), *Asie des Moussons*. Geogr. Univ., Paris.

Sîrcu I. (1953), *Piemontul Poiana Nicorești*. St. și cerc. șt. Acad. R.P.R., filiala Iași, vol. IV, fasc. 1—4.

Sîrcu I. (1958), *Contribuții cu privire la problema gipfelflurului și a suprafețelor de peneplenă din Munții Făgărașului*. An. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", (seria nouă) secția șt. nat., t. VII, fasc. 1, Iași.

Sobolev S. S. (1948), *Razvitie erozionnîh proțessov na evropeiskoi territorii S.S.R.*, Moscova.

Souchez R. (1963), *Évolution des versants et théorie de la plasticité*. Rev. Belge de Géogr., fasc. 1.

Spengler R. (1959), *Der Stand der Diskussion über das Maanderproblem*. Geographische Berichte, nr. 9.

Strahler A. N. (1963), *The Earth sciences*. New York, Londra.

Taber S. (1943), *Perennially frozen ground in Alaska; its origin and history*. Bull. Geol. Soc. Am., 54.

Taillefer Fr. (1951), *Le Piémont des Pyrénées françaises*. Toulouse.

Thermier H., Thermier Geneviève (1960), *Érosion et sédimentation*. Paris.

Thorbury, D. W. (1964), *Principles of Geomorphology*, New York, London.

Timofeev D. A. (1963), *Geomorfologia cîmpiilor lacustro-aluvionare*. Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 4.

Trevisan L. (1949), *Genèse des terrasses fluviatiles en rélation avec les cycles climatiques.* Congr. Int. Geogr., Lisabona.

Tricart J. (1963), *Géomorphologie des régions froids.* Paris.

Tricart J. (1965), *Principes et méthodes de la géomorphologie.* Ed. Masson, Paris.

Tricart J., Cailleux A. (1963, *a*), *Les chaînes plissees.* Paris.

Tricart J., Cailleux A. (1963, *b*). *Géomorphologie des régions de platformes.* Paris.

Tricart J., Cailleux A. (1964), *Le modèle des régions sèches.* Paris.

Tricart J., Cailleux A. (1965, *a*), *Le modèle des régions chaudes,* (fôrets et savanes). Paris.

Tricart, J., Cailleux, A. (1965, *b*), *Introduction à la géomorphologie climatique,* Paris.

Troll C. (1944), *Structurböden, solifluktion und frostklimate der Erde.* Geol. Rundschau, nr. 34.

Trufaș V. (1961), *Descrierea cîtorva tipuri de pornituri de teren actuale din sud-vestul Transilvaniei.* Natura, nr. 5, București.

Tufescu V. (1947), *Problema platformelor de eroziune. Vol. I. Cursuri* (1945—1946), I.C.G.R., București.

Tufescu V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată.* Ed. Acad. R. S. România, București.

Valentin H. (1952), *Die Küsten der Erde. Beiträge zur allgemeinen und regionalen Küstenmorphologie.* Gotha.

Vaumas Et. de (1964), *La morphologie de ruissellement aréolaire.* Bul. Soc. géogr. d'Egypt, t. XXXVI.

Vaumas Et. de (1965), *Observations et remarques sur les „glacis".* Rev. de géograph. alpine, t. LIII, nr. 2.

Vâlsan G. (1916), *Influențe climatice în morfologia Cîmpiei Române.* D. de S Inst. Geol. al Rom., vol. VII, București.

Vâlsan G. (1919), *Văile, originea și evoluția lor.* Bul. Soc. Rom. Geogr. t. XXXVII, București.

Vâlsan G. (1945), *Procese elementare în modelarea scoarței terestre.* București.

Velcea-Micalevich Valeria (1961), *Piatra Craiului. Considerații geomorfologice.* Anal. Șt. Univ. București, an. VIII, nr. 22.

Velcea-Micalevich Valeria (1961), *Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic.* Ed. Acad. R.P.R., București.

Velcea Valeria (1968), *Considération sur le modelé de versant dans les Carpates roumaines.* Rev. roum. de géol., géoph., géogr., série de géogr., t. 12, nr. 1—2, București.

Verstappen H. (1968), *On the Origin of Longitudinal (seif) Dunes.* Zeitsch für geom., B. 12, h. 2, Stuttgart.

Wegener A. (1937), *La genèse des continents et des océans. Théorie des translations continentales.* Paris.

Wentworth C. K. (1938), *Marine Bench — Forming Processes. I., Water, Level Weathering.* Journ. of Geomorphol., I.

Woldstedt P. (1954), *Das Eiszeitalter. Grudlinien einer Geologie des Quartärs.* Tome I. Die allgemeinen Ersheinungen des Eiszeitalters. Enke, Stuttgart.

Woolley, R. R. (1946), *Cloudburst floods in Utah, 1850—1938.* U.S.G.S., Water-Supply, P., 994.

Zaruba Q., Mencl V. (1954), *Geologia inginerească.* Praga.

Zencovici P. (1962), *Osnovî ucenia o razvitii morskih beregov.* Moscova.

Zeuner F. (1959), *The pleistocene period, 2 ed.,* Londra.

* * * (1961), *Voprosî dinamiki i sovremennoi evoliuții lednikov.* Izd. Progress Moscova.

* * * (1966), *Géographie générale.* Encyclopédie de la Pléiade, Paris.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTENTS

page.

Preface 3

FIRST PART

General problems

Chapter I. *Subject: Geomorphology as contact science. Geomorphology — physico-geographical science. Geomorphology subdivisions. Relations with other sciences* (Gr. Posea) 6

Chapter II. *History of the geomorphology development as science* . . . 17

A. Geomorphology development at a World level (Gr. Posea) . . 17

B. Development of geomorphology in Romania (Gr. Posea) . . . 21

Chapter III. *Theories and concepts in geomorphology* (Gr. Posea) . . 27

Chapter IV. *Investigation methods* (Gr. Posea) 31

Chapter V. *Planetory geomorphology* 35

A. Earth structure (Gr. Posea) 35

B. Shape of the Earth. 1. Spheroid and geoid change and its influence on smaller relief forms. 2. Displacement of the pole axis and relief of the Earth (Gr. Posea) 38

C. Continents and Oceans. 1. Hypsographic curve of the Earth. 2. Origin of continents and Oceans (Gr. Posea) 41

Chapter VI. *Tectonical geomorphology* 49

A. Tectonical movements (causes). 1. Classification of the tectonical movements. 2. Movement types significant to the relief. 3. Structural and morphological elements of the continents (Gr. Posea) . . . 49

B. Geosynclinoes. Mountains formation. 1. Transmutation of mountain to peneplain. Mountain mass. 2. Main tectonical periods. 3. Succession tectonical periods (Gr. Posea) . . . . . .

C. Platforms (Gr. Posea) . . . . . .

D. Marginal depressions. Avantfosses (Gr. Posea) . . . . .

E. Direction of evolution of the continental crust (Gr. Posea) . . 55

BCU UNIVERSITY LIBRARY

page.

SECOND PART

Erosive-accumulative geomorphology

Chapter I. *General problems. 1.* Genetic factors of the relief. 2. Tectonical relief and erosive-accumulative relief. 3. Interdependence between the tectonical processes and the erosive ones in the morphogenesis process (Gr. Posea) 78
Chapter II. *Agents and exogenous processes* 87
A. Processes (Gr. Posea) 87
B. Morphogenetic agents (Gr. Posea) 89
C. Association of processes and agents. 1. Grouping mode after various authors ; erosion patterns. 2. Morphoclimatic zonality. 3. Law of staging. 4. Grouping after rocks and structures (law of differential erosion). 5. Grouping on slopes and shapes typical to agents (Gr. Posea) . . 90
D. General erosion rules. 1. Law of the equilibrium. 2. Law of the basis level ; erosion bases (Gr. Posea) 100
Chapter III. *Processes previous to erosion* 106
A. Weathering. 1. Insolation. 2. Frost-thaw. 3. Moistening-drying. 4. Biological weathering. 5. Decaying by means of crystals. 6. Complex disintegration (Gr. Posea) 107
B. Chemical Weathering. 1. Oxidation. 2. Hydration. 3. Hydrolysis. 4. Carbonation. 5. Role of living beings in the weathering process (Gr. Posea) 111
C. Dissolution (Gr. Posea) 117
D. Resulted forms. 1. Minor relief. 2. Weathering crust (Gr. Posea) 118
Chapter IV. *Material displacement on slopes* 130
A. Expulsive forces of the shifting. 1. Mass weight. 2. Changes of volume. 3. Root pressure and activity of animals (Gr. Posea) 131
B. Factors influencing the shifting. 1. Slope. 2. Cohesion of rocks (initial and acquired mobility). 3. Friction. 4. Significance of vegetation to the displacement (Gr. Posea) 133
C. Intensity and periodicity of the movement (Gr. Posea) . . . 138
D. Displacement types. 1. Sudden displacements. 2. Slow displacement (Gr. Posea) 139
E. Pluviodenudation (Gr. Posea) 174
F. Removal stages or bands (Gr. Posea) 179
G. Tendency to smooth the slopes (Gr. Posea) 181
H. General evolution of the slopes (Gr. Posea) 182
Chapter V. *Relief generated by flowing water* 193
A. Ripple marks (Gr. Posea) 195
B. Torrents (activity and forms). 1. General problems ; elements. 2. Torrent forming and development. 3. Torrent spreading and causes of. 4. Geomorphological significance of torrents. 5. Practical significance. 6. Torrent control measures (Gr. Posea) 199

page.

C. Activity and relief generated by rivers. 1. Resemblances and differences versus torrents. 2. Activity power of the river. 3. Flowing types in the bed. 4. Morphological activity of the rivers. 5. Significance of breakouts to erosion and transport. 6. Equilibrium cross-section. 7. Basis level (Gr. Posea) 209
D. Erosion and equilibrium forms. 1. Bed. 2. Meanders. 3. Flood plain. 4. Terraces (Gr. Posea) 231
E. Lateral (areal) erosion forms (Gr. Posea) 264
F. Accumulation forms. 1. Dejection cones. 2. Piedmonts. 3. Plains of basis level (Gr. Posea) 268
G. Valley. Valley types. 1. Elements of a valley. 2. Valley types (Gr. Posea) 290
H. Captures. 1. Capture types. Several instances of captures in Romania. 3. Causes of captures. 4. Elements after which captures are being recognised. 5. Importance of the study of captures (Gr. Posea) . . 295
I. Concentration and hierarchization of the valley net (Gr. Posea) . 302

THIRD PART

Petrographic and structural relief

Chapter I. *Petrographic relief* 308
A. General considerations (M. Grigore) 308
B. Granite relief. 1. Granite relief forms. 2. Other rocks with a similar behaviour. 3. Evolution of the granite relief. Types. 4. Landscape of the granite relief (M. Grigore) 311
C. Relief developed on sandstones and conglomerates. 1. Forms of the relief developed on sandstones. 2. Forms of the relief developed on conglomerates. 3. Landscape of the relief (M. Grigore) . .
D. Argillaceous relief. 1. Relief forms. 2. Morphological landscape. 3. Spreading of the argillaceous (clay) relief (M. Grigore) . . 326
E. Sandy relief. 1. Relief forms. 2. Landscape of the relief. 3. Spreading of the sandy relief (M. Grigore) 331
F. Relief developed on loees. 1. Relief forms. 2. Evolution of the relief and landscape aspects. 3. Spreading of the relief developed on loess (M. Grigore) 334
G. Karst relief. 1. Karst development processes and conditions. 2. Hydrological and hydrogeological particularities. 3. Exokarst forms. Exokarst. 4. Deep karst forms. Endokarst. 5. General evolution of the karst (karst cycle). 6. Karst types. 7. Karst development in various climatic areas. 8. Clastokarst (Similikarst) (I. Ilie) 341
Chapter II. *Structural relief* 360
A. Characters of conformity structures (Gr. Posea) 361
B. Relief of horizontal structures (Gr. Posea) 362

page.

C. Relief of monocline structures. 1. Relief forms. 2. Regional types. 3. Landscape of cuesta regions. 4. Genesis and evolution of cuestas 5. Significance of the cuesta relief (Gr. Posea) 367
D. Relief of domes (Gr. Posea) 379
E. Relief of uniconform structures. 1. Relief forms. 2. Evolution and types (Gr. Posea) 382
F. Relief of pleated structures. 1. Relief forms. 2. Folded relief types (Gr. Posea) 389
G. Appallachian relief (Gr. Posea) 398
H. Relief of faulted structures. 1. Relief forms. 2. Evolution of relief and landscape (M. Grigore) 400
Chapter III. *Relief of volcanic regions* 406
A. Volcanic phenomena and manifestations. 1. Intrusive phenomena of significance for the relief. 2. Effusive phenomena of significance for the relief. 3. Origin of the volcanism (N Popescu) 406
B. Volcanic relief. 1. Volcanic apparatus. 2. Volcanic accumulation relief. 3. Volcanic explosion relief. 4. Phenomena, processes and forms accompanying eruptions. 5. Relief formed in a volcanic structure. 6. General evolution of the volcanic relief. 7. Types of volcanic regions. 8. Spreading of volcanoes in World. 9. Importance of volcanoes (N. Popescu) 412
Chapter IV. *Pseudovolcanic relief*. 1. Meteoric craters. 2. Muddy volcanoes (Gr. Posea) 435

FOURTH PART

Reliefs under the direct influence of the climate

Chapter I. *Glacial relief* 440
A. Relief of montane glaciation. 1. Feature and dynamics of the montane glaciers. 2. Types of montane glaciers. 3. Relief generated by montane glaciers (M. Grigore) 441
B. Relief of cap glaciers. Types of the present cap glaciers. 2. Erosion relief. 3. Forms of glacial accumulation (I. Ilie) 457
C. Extension of the old glaciation (I. Ilie) 470
D. Glaciation causes. 1. Cosmic (extraterrestrial) causes. 2. Terrestrial (geographical) causes (I. Ilie) 476
Chapter II. *Periglacial relief* 479
A. The periglacial notion. Shades (Gr. Posea) 479
B. Agents and processes (Gr. Posea) 480
C. Periglacial relief forms (Gr. Posea) 484
D. Periglacial structures (Gr. Posea) 497
E. Evolution of periglacial regions (Gr. Posea) 499

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

page.

Chapter III. *Relief of arid and semi-arid regions* 502

A. General features and types of deserts. 1. General features. 2. Desert types in the World (N. Popescu) 502

B. Relief of arid and semi-arid zones. 1. Decay and weathering relief 2. Relief generated by flowing water. 3. Eolian relief. 4. Glacisses. 5. Evolution of arid and semi-arid regions. 6. Morphological types of deserts (N. Popescu) 505

FIFTH PART

Marine and submarine relief

Chapter I. *Littoral relief* 526

A. Agents and processes (Gr. Posea) 526

B. Factors influencing abrasion (Gr. Posea) 531

C. Littoral relief forms. 1. Cliff and abrasion platform. 2. Beach and littoral dunes. 3. Estuaries and deltas. 4. Littoral terraces. 5. Coralloid constructions. 6. Evolution of the littoral and coast line (Gr. Posea) 532

Chapter II. *Submarine relief*. 1. Continental talus. 2. Oceanic platform and abyssal cavities (Gr. Posea) 556

Chapter III. *Island* (Gr. Posea) 560

SIXTH PART

Complex of anthropic forms (Gr. Posea) 561

Bibliography 565

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

ПЕРВАЯ ЧАСТЬ

Общие проблемы

Глава I. *Объект геоморфологии. Геоморфология как контактовая наука. Геоморфология-физико-географическая наука. Области геоморфологии. Связи геоморфологии с другими науками.* (Гр. Пося) 6
Глава II. *История развития геоморфологии как наука о рельефе* 17
А. Развитие геоморфологии на Земном шаре (Гр. Пося) 17
Б. Развитие геоморфологии в Румынии (Гр. Пося) 21
Глава III. *Теории и концепции в геоморфологии* (Гр. Пося) 27
Глава IV. *Методы геоморфологических исследований* (Гр. Пося) 31
Глава V. *Планетарная геоморфология* 35
А. Структура Земли (Гр. Пося) 35
Б. *Форма Земли.* 1. Вариации сфероида и геоида и его влияние на формы более мелкого порядка. 2. Мигрирование осей полюсов и рельеф Земли (Гр. Пося) 38
В. Континенты и океаны. 1. Гипсографическая кривая Земли. Генезис континентов и океанов (Гр. Пося) 41
Глава VI. *Тектоническая геоморфология* 49
А. Тектонические движения (причины). 1. Классификация тектонических движений. 2. Типы движений с отражением в рельефе. 3. Структурные и морфологические элементы континентов. (Гр. Пося) 49
Б. *Геосинклинали, Формирование гор.* 1. Превращение горы в пенеплену. Горные массивы. 2. Главные тектонические эры. 3. Наследство тектониъеских эр. . . . . .
В. Платформы (Гр. Пося) . . . . . .
Периферические депрессии. (Гр. Пося) . . . . . .
Предгорные прогибы (Гр. Пося) . . . . . .
Е. Определение эволюции континентальной коры. (Гр. Пося) . . . 5

ВТОРАЯ ЧАСТЬ

Эрозиво-аккумулятивная геоморфология

Глава I. *Общие проблемы.* 1. Генетические факторы рельефа. 2. Тектонический и эрозивно-аккумулятивный рельеф. 3. Взаимоотношение между тектоническими и эрозивными процессами в морфогенезисе. (Гр. Пося) . . . .

Глава II. *Экзогенные агенты и процессы* 87
А. Процессы (Гр. Пося) 87
Б. Морфогенетические агенты (Гр. Пося) 89
В. Ассоциация процессов и агентов. 1. Группирование, по мнению разных авторов; системы эрозии. 2. Морфоклиматическая зональность. 3. Закон этажирования. 4. Группирование по породам и структурам (закон дифференциальной эрозии). 5. Группирование на склонах, и формы типические разным агентам. (Гр. Пося). 90
Г. Общие законы эрозии. 1. Закон равновесия. 2. Закон базисного уровня; базисные уровни (Гр. Пося) 100

Глава III. *Процессы предшествующие эрозии* 106
А. Физическое выветривание. 1. Инсоляция. 2. Замерзание-размерзание. 3. Увлажнение-осушение. 4. Биологическое выветривание. 5. Выветривание кристаллами. 6. Комплексное выветривание. (Гр. Пося). . . 107
Б. Химическое выветривание. 1. Окисление. 2. Гидратация. 3. Гидролиз. 4. Карбонатация. 5. Роль животных в процессе выветривания (Гр. Пося) 111
В. Химическая диссоциация (Гр. Пося) 117
Г. Результирующие формы. 1. Мелкий рельеф. 2. Кора выветривания (Гр. Пося) 118
. 130

Глава IV. *Движение масс по склонам* 131
А. Движущие силы. 1. Тяжесть масс. 2. Объёмные осциляции. 3. Давление корней и деятельность животных (Гр. Пося) 133
Б. Факторы влияющие на движение. 1. Склон. 2. Твёрдость пород (первоначальная и последующая мобильность). 3. Трение. 4. Растительный покров и движение земляных масс (Гр. Пося) 138
В. Интензитет и периодичность движения (Гр. Пося) 139
Г. Типы движений. 1. Быстрые движения. 2. Медленные движения (Гр. Пося) 173
Д. Плювиоденудация (Гр. Пося) 179
Е. Этажи или ленты эвакуации (Гр. Пося) 181
Ё. Стремление склонов к выравниванию (Гр. Пося) 182
Ж. Общая эволюция склонов (Гр. Пося) 199

Глава V. *Рельеф образованный текучими водами* 195
А. Смыв (Гр. Пося) 199
Б. Овраги (их деятельность и формы). 1. Общие проблемы; элементы 2. Формирование и развитие оврагов. 3. Распространение и причины оврагов. 4. Геоморфологическое значение оврагов. 5. Практическое значение. 6. Меры борьбы с оврагами (Гр. Пося) 209
В. Деятельность и рельеф текущих вод. 1. Сравнение с оврагами. 2. Деятельная сила реки. 3. Типы руслового движения. 4. Морфологическая деятельность рек. 5. Важность высоких уровней для эрозии и транспорта. 6. Профиль равновесия. 7. Базисный уровень (Гр. Пося) 231
Г. Формы эрозии и равновесия. 1. Русло. 2. Меандры. 3. Пойма. 4. Террасы. (Гр. Пося) 264
Д. Формы боковой эрозии (Гр. Пося) 268
Е. Формы аккумуляции. 1. Конусы выноса. 2. Пьедмонты; 3. Равнины базисного уровня (Гр. Пося) 290
Ё. Долина. Типы долин. 1. Элементы долины. 2. Типы долин (Гр. Пося) 295
Ж. Перехваты. 1. Типы перехватов. 2. Некоторые примеры перехватов в Румынии. 3. Причины перехватов. 4. Элементы по которым открываем перехваты. 5. Важность изучения перехватов. (Гр. Пося) 3
З. Концентрация и подразделение долинной сети (Гр. Пося) . . . . .

ТРЕТЬЯ Я ЧАСТЬ

Петрографический и структурный рельеф

Глава 1. *Петрографичесний реляеф* 308
А. Общие положения (М. Григоре) 308
Б. Гранитный рельеф. 1. Формы гранитного рельефа. 2. Другие породы сравнивающиеся с гранитом. 3. Эволюция гранитного рельефа (М. Григоре) 311
В. Рельеф развитый на песчаниках и конгломератах. 1. Формы рельефа развитые на песчаниках. 2. Формы рельефа развитые на конгломератах. 3. Общий вид рельефа (М. Григоре) 322
Г. Глинистый рельеф. 1. Формы рельефа. Морфологический вид. Распространение глинистого рельефа (М. Григоре) 326
Д. Песчаный рельеф. 1. Формы рельефа. 2. Вид рельефа. Распространение песчаного рельефа (М. Григоре) 331
Е. Лёссовый рельеф. 1. Формы рельефа. 2. Эволюция рельефа и вид ландшафта. Распространение лёссового рельефа. (М. Григоре) 334
Ё. Карстовый рельеф. 1. Процессы и условия развития карста. 2. Гидрологические и гидрогеологические особенности. 3. Поверхностные (экзокарстовые) формы. 4. Глубинные (эндокарстовые) формы. 5. Общая эволюция карста (карстовый цикл). 6. Типы карста. 7. Развитие карста в разных климатических зонах. 8. Кластокарст (псевдокарст) (И. Илие) 341
Глава II. *Структурный рельеф* 360
А. Характеры согласованных структур. (Гр. Пося) 461
Б. Рельеф горизонтальных структур (Гр. Пося) 362
В. Рельеф моноклинальных структур. 1. Формы рельефа. 2. Региональные типы. 3. Ландшафт куэстовых областей. 4. Генезис и эволюция куэстов. 5. Важность куэстового рельефа. (Гр. Пося) 367
Г. Рельеф брахиантиклиналей (Гр. Пося) 379
Д. Рельеф несогласованных структур. 1. Формы рельефа. 2. Эволюция и типы (Гр. Пося) 382
Е. Рельеф пликативных структур. 1. Формы рельефа. 2. Типы пликативного рельефа. (Гр. Пося) 389
Ё. Аппалашский тип рельефа (Гр. Пося) 398
Ж. Рельеф дизюнктивных структур. 1. Формы рельефа. 2. Эволюция рельефа и ландшафт (М. Григоре) 400
Глава III. *Рельеф вулканических областей* 406
А. Вулканические явления. Интрузивные явления, важные для рельефа. 2. Эффузивные явления с рельефным значением. 3. Генезис вулканизма. (Н. Попеску) 406
Б. Вулканический рельеф. 1. Вулканический аппарат. 2. Аккумулятивный вулканический рельеф. 3. Эксплозивный вулканический рельеф. 4. Явления, процессы и формы сопровождающие вулканическую деятельность. 5. Рельеф развитый на вулканической структуре. 6. Общая эволюция вулканического рельефа. 7. Типы вулканических областей. 8. Распространение вулканов на земле. 9. Важность вулканов (Н. Попеску) . . 412
Глава IV. *Псевдовулканический рельеф.* 1. Метеоритные кратеры. 2. Грязевые вулканы. (Гр. Пося) 435

ЧЕТВЕРТАЯ ЧАСТЬ

Рельефы развитые под прямым влиянием климата

Глава 1. *Гляциальный рельеф.* 440
А. Горноледниковый рельеф. 1. Особенности и динамика горных ледников. 2. Типы горных ледников. 3. Рельеф образованный горными ледниками (М. Григоре) 441

Б. Рельеф континентальных ледников. 1. Актуальные типы континентальных ледников. 2. Эрозионный рельеф. 3. Формы ледниковой аккумуляции (И. Илие) 457
В. Распространение старых ледниковых областей (И. Илие). 470
Г. Причины оледенений. 1. Космические (внеземные причины). 2. Земные (географические) причины (И. Илие) 476

Глава II. *Перигляциальный рельеф* 479

А. Понятие перигляциар. Оттенки (Гр. Пося) 479
Б. Агенты и процессы (Гр. Пося) 480
В. Перигляциальные формы рельефа (Гр. Пося) 484
Г. Перигляциальные структуды (Гр. Пося М. Иеленич) 497
Д. Эволюция перигляциальных областей (Гр. Пося,) 498

Глава III. *Рельеф аридных и подаридных областей* 502
А. Общие черты и типы пустынь. 1. Общие черты. Типы пустынь на земле. (Н. Попеску) 542
Б. Рельеф аридных и подаридных областей. 1. Рельеф физического и химического выветривания. 2. Рельеф, образованный текучими водами. 3. Эоловый рельеф. 4. Гляцисы. 5. Эволюция аридных и подаридных областей. Морфологические типы пустынь (Н. Попеску) 505

ПЯТАЯ ЧАСТЬ

Морской и подморской рельеф

Глава 1. *Литоральный (береговой) рельеф*. 526
А. Агенты и процессы (Гр Пося) 526
Б. Факторы влияющие абразию (Гр. Пося) 531
В. Формы литорального рельефа. 1. Береговой уступ и абразионная платформа. 532
2. Пляж и литоральные зоны. 3. Эстуарии и дельты. 4. Литоральные террасы. 532
5. Коралловые постройки. 6. Эволюция берега и береговой линии 7. Типы берегов. (Гр. Пося) 532

Глава II. *Подморской рельеф*. 1. Шельф. 2. Океаническое дно и глубоководные впадины (Гр. Пося) 556
Глава III. *Острова* (Гр. Пося) 560

ШЕСТАЯ ЧАСТЬ

Комплекс антропогенновых форм (Гр. Пося) 561

Библиография 565

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pag.

Prefață 3

PARTEA ÎNTÎI

Probleme de ordin general

Capitolul I. *Obiect. Geomorfologia — știință de contact. Geomorfologia — știință fizico-geografică. Subdiviziunile geomorfologiei. Relații cu alte științe* (Gr. Posea) 6
Capitolul II. *Istoricul dezvoltării geomorfologiei ca știință* 17
A. Dezvoltarea geomorfologiei la nivelul Globului (Gr. Posea) . . 17
B. Dezvoltarea geomorfologiei în România (Gr. Posea) 21
Capitolul III. *Teorii și concepții în geomorfologie* (Gr. Posea) . . . 27
Capitolul IV. *Metode de cercetare* (Gr. Posea) 31
Capitolul V. *Geomorfologia planetară* 35
A. Structura Pământului (Gr. Posea) 35
B. Forma Pământului. 1. Variația sferoidului și geoidului și influența sa asupra formelor de relief de ordine mai mici. 2. Deplasarea axei polilor și relieful Pământului (Gr. Posea) 38
C. Continentele și oceanele. 1. Curba hipsografică a Pământului. 2. Originea continentelor și oceanelor (Gr. Posea) 41
Capitolul VI. *Geomorfologia tectonică* 49
A. Mișcările tectonice (cauze). 1. Clasificarea mișcărilor tectonice. 2. Tipuri de mișcări cu importanță pentru relief. 3. Elementele structurale și morfologice ale continentelor (Gr. Posea) 49
B. Geosinclinalele. Formarea munților. 1. Transformarea muntelui în peneplenă. Masivele muntoase. 2. Principalele ere tectonice. 3. Succesiunea erelor tectonice (Gr. Posea) 55
C. Platformele (Gr. Posea) 70
D. Depresiunile marginale. Avantfosele (Gr. Posea) 72
E. Sensul evoluției scoarței continentale (Gr. Posea) 74

BCU UNIVERSITY LIBRARY

pag.

PARTEA A DOUA

Geomorfologia erozivo-acumulativă

Capitolul I. *Probleme generale.* 1. Factorii genetici ai reliefului. 2. Relieful tectonic şi relieful erozivo-acumulativ. 3. Interdependenţa dintre procesele tectonice şi cele erozive în procesul morfogenezei (Gr. Posea) . 78

Capitolul II. *Agenţi şi procese exogene* 87

A. Procesele (Gr. Posea) 87

B. Agenţii morfogenetici (Gr. Posea) 89

C. Asocierea proceselor şi agenţilor. 1. Modul de grupare după diferiţi autori ; sisteme de eroziune. 2. Zonalitatea morfoclimatică. 3. Legea etajării. 4. Gruparea pe roci şi structuri (legea eroziunii diferenţiale). 5. Gruparea în versanţi şi forme tipice agenţilor (Gr. Posea) . . 90

D. Legile generale ale eroziunii. 1. Legea echilibrului. 2. Legea nivelului de bază. Bazele de eroziune (Gr. Posea) 100

Capitolul III. *Procesele premergătoare eroziunii* 106

A. Dezagregarea. 1. Insolaţia. 2. Îngheţul-dezgheţul. 3. Umezirea-uscarea. 4. Dezagregarea biologică. 5. Dezagregarea cu ajutorul cristalelor. 6. Dezagregarea complexă (Gr. Posea) 107

B. Alterarea chimică. 1. Oxidarea. 2. Hidratarea. 3. Hidroliza. 4. Carbonatarea. 5. Rolul vieţuitoarelor în procesul alterării (Gr. Posea) 111

C. Dizolvarea (Gr. Posea) 117

D. Formele rezultate. 1. Relieful minor. 2. Scoarţa de alterare (Gr. Posea) 118

Capitolul IV. *Deplasarea materialelor pe pante* 130

A. Forţele motrice ale deplasării. 1. Greutatea maselor. 2. Modificările de volum. 3. Presiunea rădăcinilor şi acţiunea animalelor (Gr. Posea) 131

B. Factorii care influenţează deplasarea. 1. Panta. 2. Coeziunea rocilor (mobilitatea iniţială şi dobîndită). 3. Frecarea. 4. Importanţa vegetaţiei pentru deplasare (Gr. Posea) 133

C. Intensitatea şi periodicitatea mişcării (Gr. Posea) 138

D. Tipuri de deplasări. 1. Deplasările bruşte. 2. Deplasările lente (Gr. Posea) 139

E. Pluviodenudarea (Gr. Posea) 174

F. Etaje sau fîşii de evacuare (Gr. Posea) 179

G. Tendinţa spre netezire a pantelor (Gr. Posea) 181

H. Evoluţia generală a versanţilor (Gr. Posea) 182

Capitolul V. *Relieful creat de apele curgătoare* 193

A. Şiroirea (Gr. Posea) 195

B. Torenţii (acţiune şi forme). 1. Probleme generale ; elemente. 2 Formarea şi dezvoltarea torenţilor. 3. Răspîndirea şi cauzele torenţilor. 4. Importanţa geomorfologică a torenţilor. 5. Importanţa practică. 6. Măsuri împotriva torenţilor (Gr. Posea) 199

pag.

C. Acțiunea și relieful creat de rîuri. 1. Asemănări și deosebiri față de torenți. 2. Forța de acțiune a rîului. 3. Tipuri de curgere în albie. 4. Acțiunea morfologică a rîurilor. 5. Importanța viiturilor pentru eroziune și transport. 6. Profilul de echilibru. 7. Nivelul de bază (Gr. Posea) 209

D. Formele de eroziune și de echilibru. 1. Albia. 2. Meandrele. 3. Lunca. 4. Terasele (Gr. Posea) 231

E. Formele eroziunii laterale (Gr. Posea) 264

F. Formele de acumulare. 1. Conurile de dejecție. 2. Piemonturile. 3. Cîmpiile de nivel de bază (Gr. Posea) 268

G. Valea. Tipuri de văi. 1. Elementele unei văi. 2. Tipuri de văi (Gr. Posea) 290

H. Captările. 1. Tipuri de captări. 2. Cîteva cazuri de captări din România. 3. Cauzele captărilor. 4. Elementele după care se recunosc captările. 5. Importanța studiului captărilor (Gr. Posea) . . . 295

I. Concentrarea și ierarhizarea rețelei de văi (Gr. Posea) . . . 302

PARTEA A TREIA

Relieful petrografic și structural

Capitolul I. *Relieful petrografic* 308

A. Considerații generale (M. Grigore) 308

B. Relieful granitic. 1. Forme de relief granitic. 2. Alte roci, cu mod similar de comportare. 3. Evoluția reliefului granitic. Tipuri. 4. Peisajul reliefului granitic (M. Grigore) 312

C. Relieful dezvoltat pe gresii și conglomerate. 1. Forme de relief dezvoltate pe gresii. 2. Forme de relief dezvoltate pe conglomerate. 3. Peisajul reliefului (M. Grigore) 321

D. Relieful argilos. 1. Formele de relief. 2. Peisajul morfologic. 3. Răspîndirea reliefului argilos (M. Grigore) 326

E. Relieful nisipos. 1. Forme de relief. 2. Peisajul reliefului. 3. Răspîndirea reliefului nisipos (M. Grigore) 331

F. Relieful dezvoltat pe loess. 1. Forme de relief. 2. Evoluția reliefului și aspectele peisajului. 3. Răspîndirea reliefului dezvoltat pe loess (M. Grigore) 334

G. Relieful carstic. 1. Procesele și condițiile dezvoltării carstului. 2. Particularitățile hidrologice și hidrogeologice. 3. Formele carstice. Exocarstul. 4. Formele carstice de adîncime. Endocarstul. 5. Evoluția generală a carstului (ciclul carstic). 6. Tipuri de carst. 7. Dezvoltarea carstului în diferite zone climatice. 8. Clastocarstul (similicarstul) (I. Ilie) 341

pag.

Capitolul II. *Relieful structural* 360
A. Caracterele structurilor concordante (Gr. Posea) 361
B. Relieful structurilor orizontale (Gr. Posea) 362
C. Relieful structurilor monoclinale. 1. Formele de relief. 2. Tipuri regionale. 3. Peisajul regiunilor de cuestă. 4. Geneza şi evoluţia cuestelor. 5. Importanţa reliefului de cuestă (Gr. Posea) 367
D. Relieful domurilor (Gr. Posea) 379
E. Relieful structurilor discordante. 1. Formele de relief. 2. Evoluţie şi tipuri (Gr. Posea) 382
F. Relieful structurilor cutate. 1. Formele de relief. 2. Tipuri de relief „cutat" (Gr. Posea) 389
G. Relieful apalaşian (Gr. Posea) 398
H. Relieful structurilor faliate. 1. Formele de relief. 2. Evoluţia reliefului şi peisajului (M. Grigore) 400
Capitolul III. *Relieful regiunilor vulcanice* 406
A. Fenomene şi manifestaţii vulcanice. 1. Fenomene intrusive cu importanţă pentru relief. 2. Fenomene efuzive cu importanţă pentru relief. 3. Originea vulcanismului (N. Popescu) 406
B. Relieful vulcanic. 1. Aparatul vulcanic. 2. Relieful vulcanic de acumulare. 3. Relieful vulcanic de explozie. 4. Fenomene, procese şi forme care însoţesc erupţiile. 5. Relieful format în structură vulcanică. 6. Evoluţia generală a reliefului vulcanic. 7. Tipuri de regiuni vulcanice. 8. Răspîndirea vulcanilor pe Glob. 9. Importanţa vulcanilor (N. Popescu) 412
Capitolul IV. *Relieful pseudovulcanic.* 1. Craterele meteorice. 2. Vulcanii noroioşi (Gr. Posea) 435

PARTEA A PATRA

Reliefuri sub influenţa directă a climei

Capitolul I. *Relieful glaciar* 440
A. Relieful glaciaţiunii montane. 1. Specificul şi dinamica gheţarilor montani. 2. Tipuri de gheţari montani. 3. Relieful creat de gheţarii montani (M. Grigore) 441
B. Relieful gheţarilor de calotă. 1. Tipurile actualilor gheţari de calotă. 2. Relieful de eroziune. 3. Formele de acumulare glaciară (I. Ilie) 457
C. Extinderea glaciaţiunilor vechi (I. Ilie) 470
D. Cauzele glaciaţiunilor. 1. Cauzele cosmice (extraterestre). 2. Cauze terestre (geografice) (I. Ilie) 476
Capitolul II. *Relieful periglaciar* 479
A. Noţiunea de periglaciar. Nuanţe (Gr. Posea) 479
B. Agenţi şi procese (Gr. Posea) 480

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pag.

C. Formele de relief periglaciare. 1. Formele de versant. 2. Formele dezvoltate pe suprafeţe plane. Formele reziduale. (Gr. Posea) . 484
D. Structurile periglaciare (Gr. Posea) 497
E. Evoluţia regiunilor periglaciare (Gr. Posea) 499
Capitolul III. *Relieful regiunilor aride şi semiaride* 502
A. Caractere generale şi tipuri de deşerturi. 1. Caractere generale. 2. Tipuri de deşerturi pe Glob. (N. Popescu) 502
B. Relieful zonelor aride şi semiaride. 1. Relieful de dezagregare şi alterare. 2. Relieful creat de apele curgătoare. 3. Relieful eolian. 4. Glacisurile. 5. Evoluţia regiunilor aride şi semiaride. 6. Tipuri morfologice de deşerturi (N. Popescu) 505

PARTEA A CINCEA

Relieful marin şi submarin

Capitolul I. *Relieful litoral* 526
A. Agenţi şi procese (Gr. Posea) 526
B. Factori care influenţează abraziunea (Gr. Posea) 531
C. Formele reliefului litoral. 1. Faleza şi platforma de abraziune. 2. Plaja şi dunele litorale. 3. Estuarele şi deltele. 4. Terasele litorale. 5. Construcţiile coraligene. 6. Evoluţia litoralului şi a liniei de ţărm. 7. Tipuri de ţărmuri (Gr. Posea) 532
Capitolul II. *Relieful submarin*. 1. Taluzul continental. 2. Platoul oceanic şi gropile abisale (Gr. Posea) 556
Capitolul III. Insule (Gr. Posea) 560

PARTEA A ŞASEA

Complexul formelor antropice (Gr. Posea) . . . 561

Bibliografie 565

Universitatea ... Iaşi
Biblioteca ... grafie
Cota veche: Col. Iaşi
Preţul: 28,00 lei.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY